

THÈSES

PRÉSENTÉES

à la Faculté des Sciences
de l'Université de Paris

POUR OBTENIR LE GRADE

DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

MOHAMMADIOUN Bagher

1^{re} THÈSE : Structure du Manteau et du Noyau terrestres d'après les spectres d'énergie des ondes longitudinales.

2^e THÈSE : Propositions données par la Faculté :
Mécanisme au foyer.

Soutenues le 25 juin 1966 devant la Commission d'examen :

MM. COULOMB	<i>Président.</i>
WYART	} <i>Examineurs.</i>
M ^{me} LABROUSTE	

ÉDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
15, Quai Anatole France
PARIS 7^e

THÈSES

PRÉSENTÉES

à la Faculté des Sciences
de l'Université de Paris

POUR OBTENIR LE GRADE

DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

MOHAMMADIOUN Bagher



1^{re} THÈSE : Structure du Manteau et du Noyau terrestres d'après les spectres d'énergie des ondes longitudinales.

2^e THÈSE : Propositions données par la Faculté :
Mécanisme au foyer.

Soutenues le 25 juin 1966 devant la Commission d'examen :

MM. COULOMB	<i>Président.</i>
WYART	} <i>Examineurs.</i>
M ^{re} LABROUSTE	

ÉDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
15, Quai Anatole France
PARIS 7^e



Digitized by the Internet Archive
in 2026



https://archive.org/details/IA41533912_0013

UNIVERSITÉ DE PARIS

FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

Doyen. M. ZAMANSKY

PROFESSEURS

PRENANT	T Anatomie et histologie comparée.	M ^{me} CHAIX	T Chimie biologique.
GRASSÉ	T Évolution des êtres organisés.	M ^{me} HUREL PY ..	T Biologie végétale (C. P. E. M.).
PRÉVOST	T Chimie organique.	PANNETIER	T Chimie générale I.
WYART	T Minéralogie et cristallographie.	BRUN	T Mécanique des fluides I.
TEISSIER	T Zoologie.	M ^{me} DUBREIL	T Mathématiques (Agrégation).
AUGER	T Physique quantique et relativité.	M ^{me} LELONG	T Mathématiques II (E. N. S.).
MONNIER	T Physiologie générale.	BELLAIR	T Géologie (S. P. C. N.).
PIVETEAU	T Paléontologie.	COTTE	T Physique électricité.
ROCARD	T Physique (E. N. S.).	DUBOIS J. E.	T Chimie organique physique.
CARTAN	T Mathématiques (E. N. S.).	LAMOTTE	T Zoologie (E. N. S.).
LAFFITTE	T Chimie générale.	OLMER	T Énergétique générale.
N.	T Géométrie supérieure.	GAUTHIER	T Mécanique appliquée.
COULOMB	T Physique du globe.	BARCHWITZ	T Chimie physique.
M ^{lle} COUSIN	T Biologie animale (S. P. C. N.).	BROSSEL	T Physique atomique.
CHRÉTIEN	T Chimie minérale.	BUSER	T Physiologie comparée.
BOCQUET	T Zoologie.	CAMUS	T Physiologie végétale.
KASTLER	T Physique (E. N. S.).	CURIEN	T Minéralogie et cristallographie.
EPHRUSSI	T Génétique.	POSSOMPES	T Zoologie.
GAUTHERET	T Biologie végétale (C. P. E. M.).	PULLMANN	T Chimie quantique.
LUCAS R.	T Recherches physiques.	TEILLAC	T Physique nucléaire et radioactivité.
THOMAS A.	T Biologie cellulaire.	VILLE	T Économétrie.
MORAND	T Physique enseignement.	WILLEMART	T Chimie (C. P. E. M.).
SOLEILLET	T Physique (C. P. E. M.).	FREYMANN	T Recherches physiques.
FORTIER	T Mécanique expérimentale des fluides.	ROLLET	T Chimie minérale.
DRACH	T Zoologie.	M ^{lle} JOSIEN	T Chimie (S. P. C. N.).
QUENEY	T Météorologie et dynamique de l'atmosphère.	CHEVALLEY	T Géométrie algébrique et théorie des groupes.
GALLIEN	T Embryologie.	GERMAIN	T Mécanique théorique des fluides.
EICHHORN	T Botanique.	LUCAS G.	T Géologie.
DE CUGNAC	T Biologie végétale (S. P. C. N.).	ALLARD	T Chimie physique.
M ^{lle} CAUCHOIS ..	T Chimie physique.	BERTHELOT	T Physique des particules fondamentales.
THELLIER	T Physique du globe.	BRICARD	T Météorologie.
PONCIN	T Mécanique générale.	M ^{me} ALBE - FES-	
DUBREIL	T Arithmétique et théorie des nombres.	SARD	T Psycho-physiologie.
QUELET	T Chimie organique.	M. JULIA	T Etude des molécules naturelles complexes.
CAGNIARD	T Géophysique appliquée.	MAGAT	T Physico-chimie des rayonnements.
CHAMPETIER	T Chimie macromoléculaire.	M ^{me} QUINTIN	T Electrochimie.
CUVILLIER	T Micropaléontologie.	MONOD	T Chimie du métabolisme.
JUNG	T Géologie.	DE POSSEL	T Analyse numérique.
TRILLAT	T Microscopie et diffraction électronique.	CHARLOT	T Chimie analytique.
WIEMANN	T Chimie organique et structurale.	CHATELET	T Chimie (C. P. E. M.).
VASSY	T Physique de l'atmosphère.	MATTLER	T Physique (S. P. C. N.).
DESTOUCHES ..	T Théorie physique.	BOUSSIÈRES	T Radiochimie.
AMIEL	T Chimie générale.	M ^{me} COUTURE	T Thermodynamique et mécanique physique.
HOCART	T Minéralogie et cristallographie.	FRANC	T Biologie animale (C. P. E. M.).
MATHIEU J. P. ..	T Physique optique.	SCHNELL	T Botanique tropicale.
COUTEAUX	T Cytologie.	STOLKOWSKI	T Physiologie générale.
CHOQUET	T Théorie des fonctions et topologie.	ACHER	T Chimie biologique.
FELDMANN	T Biologie végétale marine.	BAUDOIN	T Biologie animale (C. P. E. M.).
JOST	T Physiologie comparée.	BEAUMONT	T Biologie animale (S. P. C. N.).
FORTET	T Calcul des probabilités et physique mathématique.	BLAMONT	T Géophysique ionosphère.
SCHWARTZ	T Calcul différentiel et intégral.	BOUREAU	T Botanique.
CHOUARD	T Physiologie végétale.	CURIE D.	T Physique (M. G. P.).
MALAVARD	T Aviation (technique aéronautique).	DURAND DELGA ..	T Géologie.
BRELOT	T Analyse supérieure.	HELLER	T Physiologie végétale.
NORMANT	T Synthèse organique.	TORTRAT	T Calcul des probabilités.
BENARD	T Chimie appliquée.	CAILLEUX	T Géologie (S. P. C. N.).
DUGUE	T Statistique mathématique.	MAGNAN	T Physique électricité.
SOULAIRAC	T Psychophysiologie.	DAUDEL	T Mécanique ondulatoire.
ULRICH	T Physiologie végétale appliquée.	M ^{me} FOURCROY	T Biologie végétale (S. P. C. N.).
KIRRMANN	T Théories chimiques.	M ^{me} CHOQUET-	
CHADEFAUD	T Botanique.	BRUHAT	T Mécanique analytique et mécanique céleste.
M ^{lle} LE BRETON ..	T Physiologie de la nutrition.	M ^{me} VEIL	T Physiologie générale.
LELONG	T Application de l'analyse à la géométrie.	LWOFF	T Microbiologie.
DEVILLERS	T Anatomie et histologie comparées.	SIESTRUNK	T Mécanique physique et expérimentale.
EHRESMANN	T Topologie algébrique.	CABANNES	T Mécanique générale.
FRANÇON	T Physique (S. P. C. N.).	CAIRE	T Géographie physique et géologie dynamique.
GLANGEAUD	T Géographie physique, géologie dynamique.	COMOLET	T Mécanique des fluides.
DODEMENT	T Mathématiques (M. G. P.).	DELLOUE	T Physique de l'exosphère.
PISOT	T Technique mathématique de la physique.	HOULLON	T Biologie animale (C. P. E. M.).
ROCH	T Géologie.	OLIVIER	T Anthropologie.
SCHATZMANN	T Astrophysique.	SAMUEL	T Mathématiques (E. N. S. Jeunes filles).
TERMIER	T Géologie générale.	THIRY	T Mécanique céleste.
ZAMANSKY	T Mathématiques générales.	ABELES	T Physique (S. P. C. N.).
LENNUIER	T Physique (M. G. P.).	AMAT	T Thermodynamique.
ROUTHIER	T Géologie appliquée.	AUBOIN	T Géologie.
M ^{me} TONNELAT ..	T Physique théorique.	M ^{me} BENOIT-	
DIXMIER	T Mathématiques (M. P. C.).	GUEUTAL	T Physique nucléaire et radioactivité.
SOUCHAY	T Chimie générale.	BOUGIS	T Biologie végétale marine, Villefranche-sur-Mer.
AIGRAIN	T Électrotechnique.	RIGAUDY	T Chimie (S. P. C. N.).
BRUSSET	T Chimie systématique.	COLLONGUES	T Chimie (C. P. E. M.).
LEVY	T Physique théorique des hautes énergies.	DUBERT	T Biochimie.

NOZIÈRES.....	Physique générale.	SLONIMSKI	Génétique.
CADIOT	Chimie organique.	MALLIAVIN	T Mathématiques (propédeutique).
IVANOFF	Océanographie physique.	GAUDEMAR	Chimie (propédeutique).
FRANÇOIS	Zoologie.	BROUSSE	T Mécanique théorique.
TALBOT	Génie chimique.	RÜSCH	T Astronomie.
M ^{me} NOUGARET	Botanique.	GUY	T Physique expérimentale.
BRUHAT	T Mathématiques (M. P. C.).	LAZARD	T Mathématiques (M. P. C.).
FOURNET	Électricité générale.	MOREL P.	Physique (M. P. C.).
DEHEUVELS	T Mathématiques (propédeutique).	ARSAC	Programmation.
FURON	T Géologie (S. P. C. N.).	LEFEBVRE	Chimie (M. P. C.).
M ^{me} GANS	T Génétique.	BOK	Physique (propédeutique).
GENEVES	Biologie végétale (C. P. E. M.).	CHAPEVILLE	Biochimie.
HUPE	T Pétrographie.	BENOIT	Physique (C. P. E. M.).
HOLLANDE	T Biologie générale.	RIO	Chimie (C. P. E. M.).
LIONS	T Analyse numérique.	JAUZEIN	Géologie (E. N. S.).
MAITTE	T Chimie organique.	PREVOST G.	Biologie végétale (C. P. E. M.).
NICOLAS	Géologie appliquée.	FAVARD P.	Biologie animale (C. P. E. M.).
PANIGEL	Biologie générale.	M ^{me} CHARNIAUX- COTTON	Évolution des êtres organisés.
RAVIER	T Pétrographie.	M ^{me} FICINI	Chimie (C. P. E. M.).
MOREL F.	T Physiologie comparée.	LEQUEUX	Astronomie.
ROSEAU	T Mécanique théorique des fluides.	COHEN-TANNOUJDI	Physique atomique.
ROUBINE	Électronique (E. S. E.).	TAVERNIER	Physique (C. P. E. M.).
SILBER	T Chimie (C. P. E. M.).	DURAND M.	Biologie animale (S. P. C. N.).
UEBERSFELD	T Électronique.	PASCAUD	Physiologie.
	T Théories physiques.	M ^{me} PETIT	Biologie animale (C. P. E. M.).
	T Mathématiques.	CAGNAC	Physique (agrégation).
HERVÉ		FALK-VAIRANT ..	Physique nucléaire.
M ^{me} PECKER-WI- MEL	T Astrophysique.	KRASNER	T Mathématiques.
BALKANSKI	Physique (M. P. C.).	BENZECRI	T Statistiques.
LE CORRE	T Électricité.	VINH MAU	Physique (M. G. P.).
NATAF	T Physique nucléaire et radioactivité.	DUQUESNES	Physique (C. P. E. M.).
ECHALIER	Biologie animale (C. P. E. M.).	SCHUTZENBERGER.	Programmation.
BARRAUD	T Physique (C. P. E. M.).	TREMILLON	Chimie (M. P. C.).
DARS	Géologie structurale et appliquée.	FAYARD	Chimie (M. P. C.).
CAMEFORT	T Botanique (agrégation).	BUVET	Chimie (C. P. E. M.).
VICHNIEWSKY	T Mécanique industrielle.	AUTHIER	Physique (M. P. C.).
SIGWALT	T Chimie (S. P. C. N.).	PICINBONO	T Physique (C. P. E. M.).
BLAQUIÈRE	Electronique.	BONNEFILLE	Électrotechnique.
BARUCH	Physique (propédeutique.)	M ^{me} PUISEUX-DAO	Biologie végétale.
ARNOUS	T Physique théorique.		

Le Secrétaire Général: R. POULLAIN.

FACULTÉ DES SCIENCES D'ORSAY

PROFESSEURS

MANGENOT G.	T Biologie végétale.	BROCHARD J.	T Physique (propédeutique.)
JACQUINOT P.	T Optique.	M ^{me} ROIZEN	T Physique (C. P. E. M.).
GUINIER A.	T Électricité et physique des solides.	BERTIN F.	T Électronique.
GRIVET F.	T Électronique.	MALGRANGE B. ...	T Mathématiques.
BLANC-LAPIERRE A.	T Accélérateur linéaire.	CORABEUF E.	T Physiologie animale.
L'HERITIER P.	T Génétique des virus.	FRIEDEL J.	T Physique des solides.
LEMÉE G.	T Ecologie végétale.	CHEVAUGEON J. ...	T Cryptogamie.
MOYSE A.	T Physiologie végétale.	MEYER P.	T Physique théorique et atomique.
DODE M.	T Chimie thermodynamique.	LEHMANN P.	T Accélérateur linéaire.
DENY J.	T Mathématiques.	CHABBAL R.	T Physique (propédeutique).
RIVIÈRE A.	T Géologie générale et sédimentologie.	DELCROIX J. M. ...	T Physique des plasmas.
MICHEL A.	T Chimie minérale.	CERF J.	T Mathématiques.
MAY R.	T Anatomie comparée.	D'ESPAGNAT B. ...	T Physique théorique.
DELANGE H.	T Mathématiques.	SCHAEFFER P.	T Microbiologie.
CHAPELLE J.	T Méthode expérimentale.	DE GENNES P.	T Physique des solides.
LACOMBE P.	T Métallurgie.	M ^{me} MARTY N.	Physique (propédeutique).
BENOIT P.	T Physiologie générale.	GOURDIN M.	Physique théorique.
GUINCHET J.	T Biologie végétale (S. P. C. N.).	PEREZ-Y-JORBA ..	Physique (propédeutique).
NÉRON A.	T Mathématiques.	GORENFLOT E.	Biologie végétale (S. P. C. N.).
NOZERAN R.	T Botanique approfondie.	RIOU M.	Physique nucléaire.
CASTAING R.	T Thermodynamique.	BROUSSE R.	Géologie (S. P. C. N.).
ELLENBERGER F. ...	T Géologie structurale.	LIORÉ C.	Physiologie végétale.
LEDERER E.	T Chimie biologique.	CLAUSER H.	Chimie biologique.
RIZET J.	T Génétique.	JANCOVICI B.	Chimie atomique.
LENDER T.	T Biologie animale (S. P. C. N.)	LURCAT J.	Physique (propédeutique).
POITOU G.	T Mathématiques.	LE BERRE J.	Entomologie.
FRÉON P.	T Chimie organique.	LAVOREL J.	Biophysique.
TONNELAT	T Biologie physico-chimique.	PERIO P.	Physique (propédeutique).
BRUNN Jan	T Géologie historique.	FETIZON M.	Stereochimie.
JEAN M.	T Physique nucléaire.	CHEMLA M.	Chimie des isotopes.
BERGERARD J.	T Zoologie.	MAZIERES C.	Chimie (S. P. C. N.).
ROGER J.	T Paléontologie.	VILKAS M.	Chimie (C. P. E. M.).
LEFORT M.	T Chimie nucléaire.	BLANDIN A.	Physique des solides.
LAGARRIGUE A.	T Physique des hautes énergies.	BRUN G.	Génétique.
JULLIEN J.	T Chimie structurale organique.	MERCOUROFF	Physique (agrégation).
ARNULF A.	T Optique.	ANDRÉ J.	Microscopie électronique.
ROUAULT M.	T Diffraction électronique.	CHEVALLIER F.	Physiologie animale.
MARÉCHAL A.	T Optique théorique et appliquée.	M ^{me} MARCOU	Biologie cellulaire (C. P. E. M.).
MAZET R.	T Mécanique générale.	BOURDU R.	Physiologie végétale.
DAVID S.	T Chimie (agrégation).	BERKALOFF A.	Biologie animale (C. P. E. M.).
GUÉRIN H.	T Chimie des gaz et des combustibles.	M ^{me} LEFORT M.	Biologie cellulaire (C. P. E. M.).
LESIEUR L.	T Mathématiques (M. P. C.) et algèbre.	M ^{me} LAMBERT	Physique (C. P. E. M.).
KOURGANOFF	T Astronomie.	BIZOT J. C.	Physique (M. P. C.).
ARNOULT P.	T Physique électronique.	GUIRAUD J. P.	Mécanique.
KAHANE J. P.	T Mathématiques.	LABOUESSE B.	Chimie (S. P. C. N.).

Structure du manteau et du noyau terrestres d'après les spectres d'énergie des ondes longitudinales

par M. Bagher MOHAMMADIOUN

(Institut de Physique du Globe de la Faculté des Sciences de Paris)

RÉSUMÉ. — L'étude des spectres d'énergie relative a porté principalement sur 205 spectres obtenus par transformation de Fourier sur les fragments d'enregistrements correspondant aux phases qui avaient pu être clairement identifiées. Les variations des spectres sont étudiées en fonction de l'énergie du séisme à l'origine, des dimensions de la source, de la profondeur du foyer et du trajet parcouru par les ondes dans le manteau ou le noyau terrestre (phases Pn, P, PP, pP, PcP, PKP1, PKP2, PKIKP). Des couches caractérisées par des spectres de basses fréquences sont mises en évidence dans le manteau et dans le noyau, notamment: entre 140 et 235 km de profondeur, une couche à faible vitesse caractérisée par l'affaiblissement des ondes S; entre 650 et 950 km (la limite supérieure est voisine de la profondeur à laquelle disparaissent les foyers séismiques, la limite inférieure est celle des régions C et D dans le modèle de K. E. BULLEN); entre 1850 et 2900 km, à la base du manteau; dans le noyau externe vers 4000 km de profondeur et à la limite du noyau interne (couche F); dans le noyau interne, entre 5160 et 5290 km et au-dessous de 5520 km.

ABSTRACT. — The study of relative energy spectra has been accomplished on 205 spectra obtained by Fourier transforms of seismogram fragments corresponding to clearly identified phases. The spectral behaviour as a function of source energy, source dimension, focal depth and the wave path through the mantle and the core (for Pn, P, PP, pP, PcP, PKP1, PKP2 and PKIKP phases) has been studied. Layers characterised by low frequency spectra in the mantle and in the core have been discovered; particularly, between the depths of 140 and 235 km a low velocity layer showing weak S phases, between 650 and 950 km (the upper limit corresponds to the region below which earthquake foci disappear and the lower limit to that between C and D regions of BULLEN's model, between 1850 and 2900 km at the base of the mantle, at a depth of about 4000 km in the outer core, at the limit of the inner core (F layer), between 5160 and 5290 km and beyond 5520 km in the inner core.

Резюме. — Изучение спектров сравнительной энергии производилось главным образом по 205 спектрам полученным по превращению Фурье на отрывках записей относящихся к фазам которые можно было ясно определить. Изменения спектров изучаются в зависимости от энергии землетрясения лежащего в основе, размеров источника, глубины очага землетрясения и пути пройденного волнами в мантии или в ядре Земли (фазы P_n, P, PP, pP, PcP, Ph P1, Ph P2, PKIKP). В ядре и в мантии выявляются слои охарактеризованные спектрами низких частот: особенно между 140 и 235 км глубины, слой со слабой скоростью охарактеризованный ослаблением волн S; между 650 и 950 км (верхняя граница близка к глубине на которой исчезают сейсмические очаги, нижняя граница является пределом между областями C и D в модели К. Е. Бюллена), между 1850 и 2900 км, на основании мантии; во внешнем ядре около 4000 км глубины и на границе внутреннего ядра (слой F); во внутреннем ядре, между 5160 и 5290 км и после 5520 км.

INTRODUCTION

La plupart des résultats concernant l'énergie des ondes sismiques dans les tremblements de terre ont été obtenus en faisant appel à des mesures d'amplitudes et de périodes apparentes effectuées sur les séismogrammes. Une grande part d'arbitraire intervient toujours dans ces opérations en raison de la complexité des signaux. Par ailleurs, l'interprétation de telles observations est rendue difficile par le grand nombre de facteurs qui interviennent pour modifier la forme du signal : caractéristiques des séismographes, nature du sol sur lequel ils sont installés, nature des ondes enregistrées, trajet parcouru par l'onde, mécanisme au foyer faisant intervenir les dimensions de la source, la durée du phénomène et les propriétés du milieu environnant la source.

L'objet de la présente étude était de substituer, aux mesures conventionnelles de périodes et d'amplitudes, une définition précise du signal par son spectre d'énergie, en vue d'obtenir des informations tant sur le phénomène à la source que sur les propriétés élastiques des milieux traversés.

Afin d'avoir une bonne définition du spectre d'énergie, il était indispensable de disposer de séismographes ayant une amplification suffisante dans une large bande de fréquence ; un dispositif expéri-

mental a été réalisé à cet effet au moyen d'un ensemble de huit séismographes verticaux dont les amplifications maximales s'échelonnaient entre 0,1 s et 10 s.

Les méthodes de dépouillement ont été étudiées en vue d'éliminer la distorsion instrumentale.

Tous les enregistrements utilisés étant obtenus au même point, l'influence du sous-sol de la station n'intervenait pas dans les comparaisons.

Enfin, dans le choix des phases à analyser, on s'est limité aux ondes de volume longitudinales dont l'étude pouvait être faite avec précision. Ce souci de précision a fait éliminer les séismes proches pour lesquels la vitesse d'enregistrement ne permettait pas d'assurer une bonne définition du signal. On s'est, par contre, attaché à obtenir un assez grand nombre de spectres de la première phase enregistrée (P ou PKP), qui constitue le phénomène le plus simple et dont l'interprétation n'est pas douteuse.

Dans une première partie, sont exposées et discutées les méthodes d'enregistrement (chapitre I) et d'interprétation (chapitres II).

La deuxième partie est consacrée à l'étude des spectres d'énergie (chapitre III) et aux résultats qui en sont déduits relativement à la structure du globe terrestre (chapitre IV).

CHAPITRE I

DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL

Le dispositif expérimental consiste en huit appareils sélectifs couvrant une gamme de périodes que l'on peut définir par les valeurs $T_{\max}$ en secondes correspondant au maximum d'amplification de chaque appareil :

N°	1	2	3	4	5	6	7	8
$T_{\max}$	0,095	0,25	0,50	0,84	1,9	3,2	6,7	10,4

Il s'agit de séismographes électro-magnétiques associés à des galvanomètres et à des enregistreurs photographiques. Six appareils ont été installés à la fin de l'année 1960 au Centre de Recherches Géophysiques du Centre National de la Recherche Scientifique à Garchy ; ce dispositif initial a été

complété d'août à octobre 1961 par les deux appareils de plus grande période.

Sept séismographes verticaux ont été mis à ma disposition par l'Institut de Physique du Globe de Paris, le huitième étant le séismographe vertical de grande période de la station séismologique de Garchy.

Quatre d'entre eux (1 à 4) sont des séismographes de campagne « type Alpes » dont deux, munis de masses de 10 kg, ont été réglés respectivement à des périodes de 0,24 et 0,45 seconde grâce à des ressorts différents ; les deux autres, comportant des masses de 20 kg, ont des périodes propres de 0,60 et 1,35 seconde, également obtenues au moyen de ressorts différents. Les deux premiers séismographes

sont associés à des galvanomètres antivibratoires Schlumberger, type AV17, ayant des périodes respectives de 0,12 et 0,45 seconde. Les deux autres sont reliés à des galvanomètres SEFRAM de périodes 0,60 et 1,35 seconde.

Les séismographes 5 et 6 sont, l'un, un séismographe d'observatoire, type APX-SO, qui a été modifié en changeant sa masse et son ressort afin d'amener sa période à 3,3 secondes et l'autre, un séismographe de grande période construit par A. JOSEF, qui a été réglé à une période de 5,5 secondes. Le séismographe 5 est couplé avec un galvanomètre AOIP de période 3,3 secondes et le 6^e avec un galvanomètre SEFRAM de période 5,5 secondes. Les séismographes 7 et 8 sont des appareils du type APX-S2, tous deux réglés à une période de 10 secondes et associés, le premier à un galvanomètre Kipp de période 13 secondes et le second à un galvanomètre Lehner et Griffith de période 52,8 secondes.

Les six premiers appareils utilisent un seul enregistreur à trois tambours « Geotechnical ». La vitesse de déroulement est de 6 cm par minute. Le séismographe 7 est muni d'un enregistreur Beaudouin comportant un tambour à trois pistes dont la vitesse de déroulement est de 2 cm par minute. Le séismographe 8 utilise l'un des trois cylindres de l'enregistreur Belin destiné aux séismographes de grande période de la station sismologique de Garchy ; la vitesse est de 3 cm par minute.

Les circuits reliant les séismographes aux galvanomètres ont été calculés de manière à réaliser des montages en Galitzine ou proches de ceux-ci.

ÉTUDE ET ÉTALONNAGE DES APPAREILS

Constantes instrumentales. — Les périodes, amortissements en circuit ouvert et résistances critiques des séismographes et des galvanomètres ont été mesurés par la méthode photographique, au moyen de l'enregistreur mécanique TELEEC (vitesse 5 cm par seconde) pour les appareils de courte période. Dans le cas des séismographes et des galvanomètres de grande période, j'ai utilisé un enregistreur Beaudouin ayant une vitesse de 2 cm par minute.

Réalisation des montages en Galitzine. — Les appareils 2 à 6 ont été réalisés en associant aux galvanomètres des séismographes réglés à la même période et en calculant le pont de liaison de manière à obtenir l'amortissement critique pour le séismographe et pour le galvanomètre. Quatre des appareils sont sensiblement équivalents à un Galitzine (2, 4, 5 et 6). L'appareil 3 s'en écarte davantage à cause de la grande valeur du couplage ; celui-ci n'aurait pu être réduit qu'au détriment de la sensibilité.

Pour réaliser les appareils de plus courte et de plus grande période (numéros, 1, 7 et 8), on a dû faire appel à un montage en Faux-Galitzine. L'appareil 8 s'écarte sensiblement de l'appareil théorique qui, cette fois, aurait été beaucoup trop sensible et perturbé par l'agitation.

Courbes d'amplification et de déphasage. — Les amplifications V et les déphasages φ ont été cal-

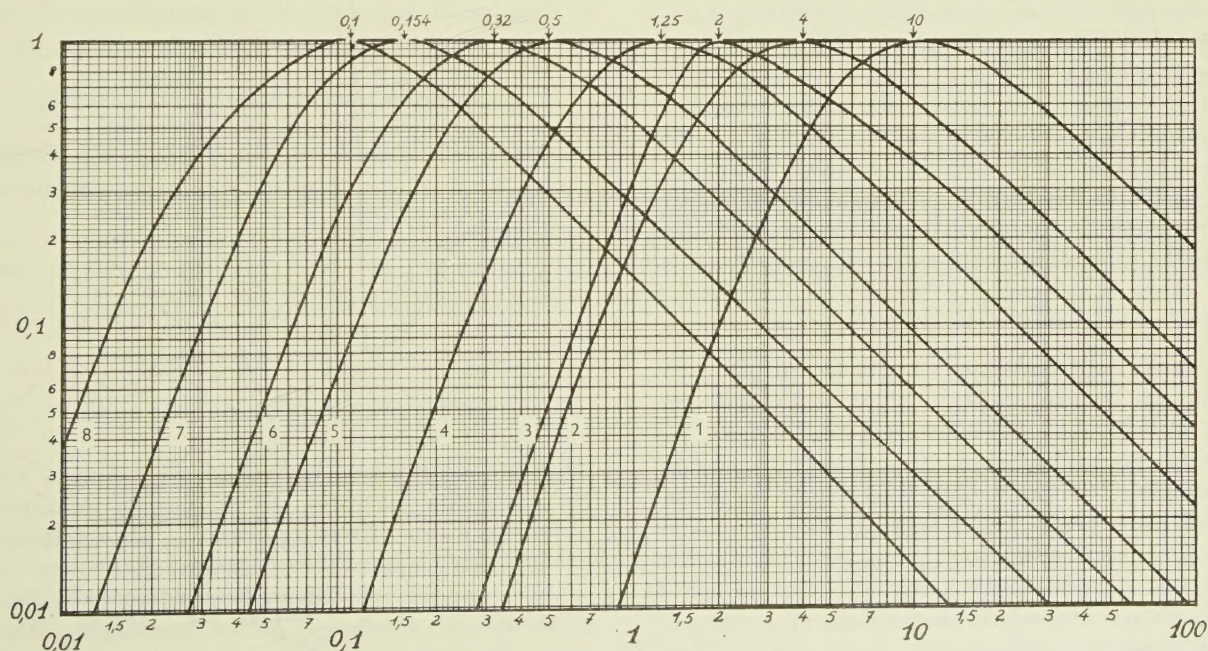


FIG. I-1. — Courbes d'amplification.

culés dans le cas d'un mouvement sinusoïdal du sol, $x = x_m \sin \omega t$. Les courbes d'amplification, tracées en fonction de la fréquence, ont été réunies dans la figure I-1.

Réponses. — Les réponses des appareils à un choc de vitesse sont établies expérimentalement en laissant tomber, d'une certaine hauteur, au voisinage du centre de gravité du séismographe, une bille de

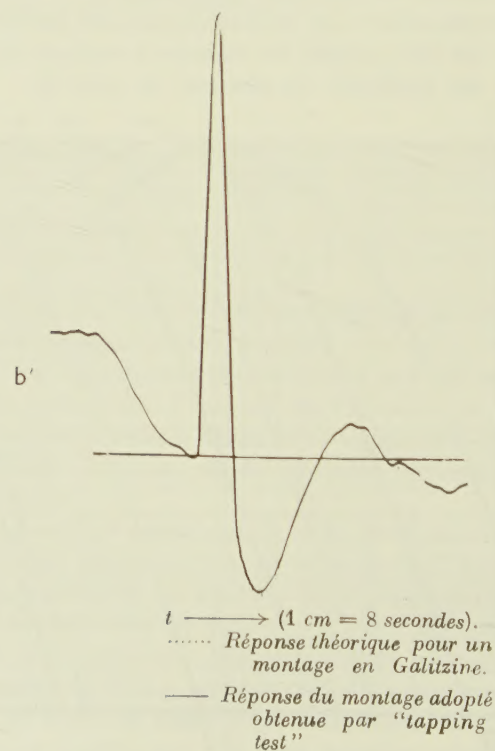
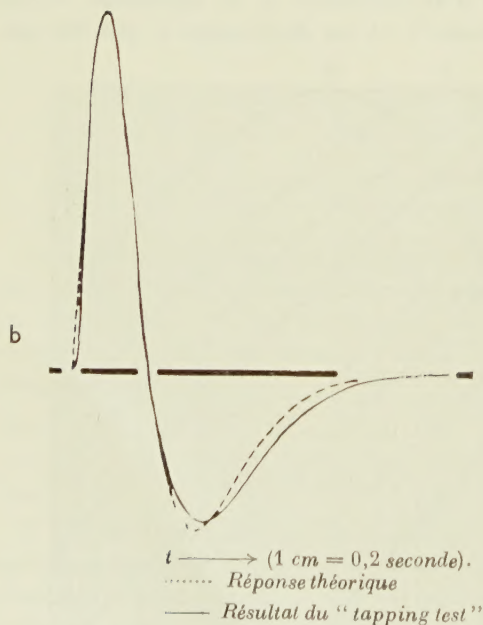
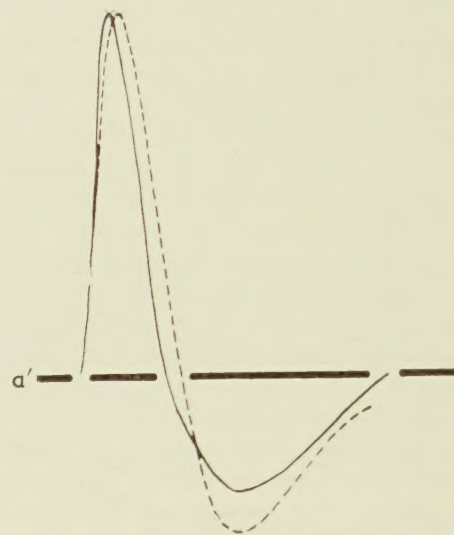
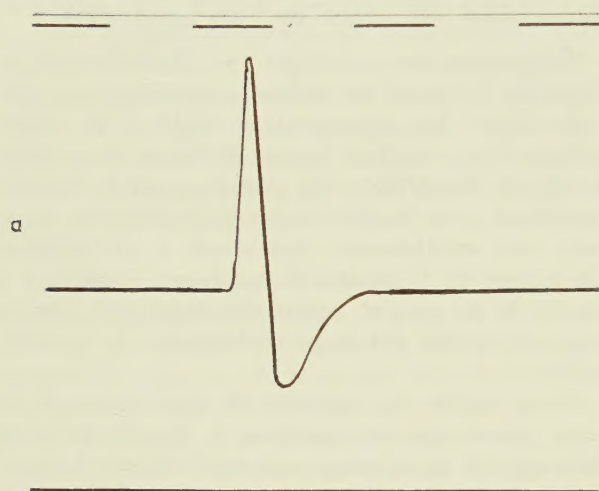


FIG. I-2. — Réponses à un choc de vitesse. (a et b : appareil 2; a' et b' : appareil 8).

poids convenable. Les enregistrements photographiques des réponses ainsi obtenues sont ensuite comparés aux courbes théoriques afin de contrôler la précision du réglage. Les réponses obtenues expérimentalement pour nos appareils en montage Galitzine ou Faux-Galitzine sont, pour la plupart, peu différentes de cette réponse théorique. A titre d'exemple, nous avons superposé les deux réponses, théorique et expérimentale, des appareils 2 et 8, en les ramenant toutes les deux à l'échelle unité, afin d'éliminer l'intensité du choc. La figure I-2 représente, en *a*, l'enregistrement de la réponse

expérimentale et, en *b*, les deux réponses superposées.

L'expérience a présenté beaucoup de difficulté dans le cas de l'appareil 8 de grande période, qui est très sensible aux variations thermiques, aux mouvements de l'air pendant l'expérience, etc... Nous n'avons donc pas pu éviter une certaine dérive de la ligne de zéro ni de petites oscillations dues à l'agitation microsismique. La figure donne une des meilleures réponses que nous ayons pu obtenir. La réponse de cet appareil s'écarte sensiblement de celle du montage en Faux Galitzine, à cause de la faible valeur de sa réaction.

CHAPITRE II

MÉTHODES DE DÉPOUILLEMENT

Le dépouillement direct des huit enregistrements obtenus par filtrage expérimental fournit un spectre sommaire du signal sismique ; ce spectre est défini par les amplitudes en fonction des périodes apparentes.

J'ai cherché à obtenir une définition plus précise du déplacement vrai du sol au moyen des formules donnant soit la réponse de l'appareil à un choc sur la vitesse, soit l'oscillation forcée qui correspond à un mouvement harmonique du sol.

Le séismogramme $g(t)$ est considéré comme produit de convolution du déplacement du sol $g_1(t)$ et de la réponse $s(t)$ de l'appareil.

$$g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} g_1(\tau) s(t - \tau) d\tau = g_1(t) * s(t).$$

Entre les transformées de Fourier des fonctions précédentes on a la relation :

$$\bar{g}(f) = \bar{g}_1(f) \cdot \bar{s}(f) ;$$

avec

$$\bar{g}(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t) e^{-2\pi i f t} dt, \dots$$

PROCÉDÉ A : DÉCONVOLUTION.

Le problème de la déconvolution a été traité en prospection sismique par plusieurs auteurs. C'est la méthode de G. KUNETZ (1961) qui a été appliquée en vue de trouver le déplacement du sol dans le début d'un enregistrement de séisme.

Méthode de calcul. — Je rappelle le principe de la méthode de calcul, d'après l'exposé de G. KUNETZ.

Avec les mêmes notations que précédemment et en désignant par ε le bruit dû à l'appareillage, on a :

$$g(t) = g_1(t) * s(t) + \varepsilon.$$

L'anti-filtre théorique $\sigma_h(t)$ d'un filtre $s(t)$ est défini par la condition :

$$s(t) * \sigma_h(t) = \delta$$

ou par la relation équivalente :

$$\bar{\sigma}(f) = 1/\bar{s}(f).$$

Le spectre d'amplitude de cet anti-filtre est donc l'inverse de celui du filtre et, pour des amplitudes extrêmement réduites dans le spectre du filtre, les valeurs correspondantes dans le spectre de l'anti-filtre s'approchent de l'infini. L'application de cet anti-filtre théorique pourrait donc fausser le résultat en amplifiant démesurément le bruit. C'est pourquoi l'on ajoute une constante λ^2 au dénominateur de la formule de l'anti-filtre écrite sous la forme :

$$\bar{\sigma}(f) = \bar{s}(f) [\bar{s}^2(f) + \lambda^2]^{-1}.$$

Ainsi le spectre d'amplitude de l'anti-filtre est fini pour toutes les fréquences et, lorsque $\bar{s}(f) = 0$, $\bar{\sigma}(f)$ est également nul. La constante λ^2 est choisie en tenant compte du niveau du bruit. En pratique, toutes les fonctions entrant dans les calculs sont données sous forme d'une suite finie de valeurs discrètes, pour des valeurs équidistantes de t .

Sur la figure II-1 montrant la réponse $s_d(t)$ à une impulsion de déplacement, la pseudo-impulsion $I_d(t)$ et l'impulsion vraie correspondant au pas $2t$ utilisé,

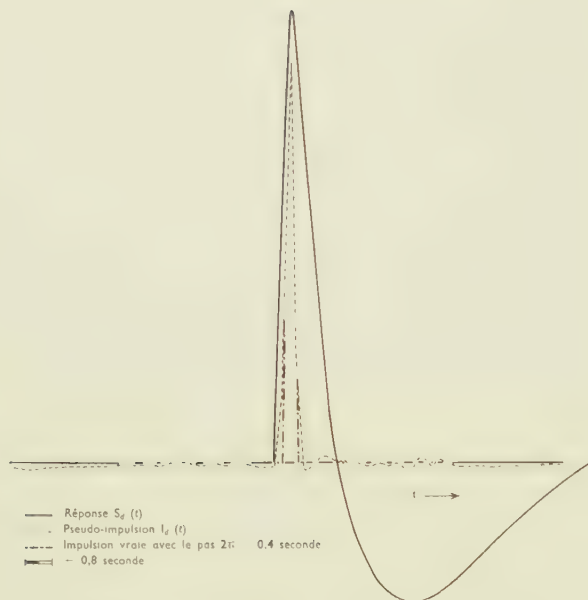


FIG. II-1. — Déconvolution appliquée à la réponse à une impulsion de déplacement (trace 8).

on voit que la déconvolution réalisée est très énergique puisque $I_d(t)$ est presque comparable à l'impulsion vraie : elle a, en particulier, permis de ré-

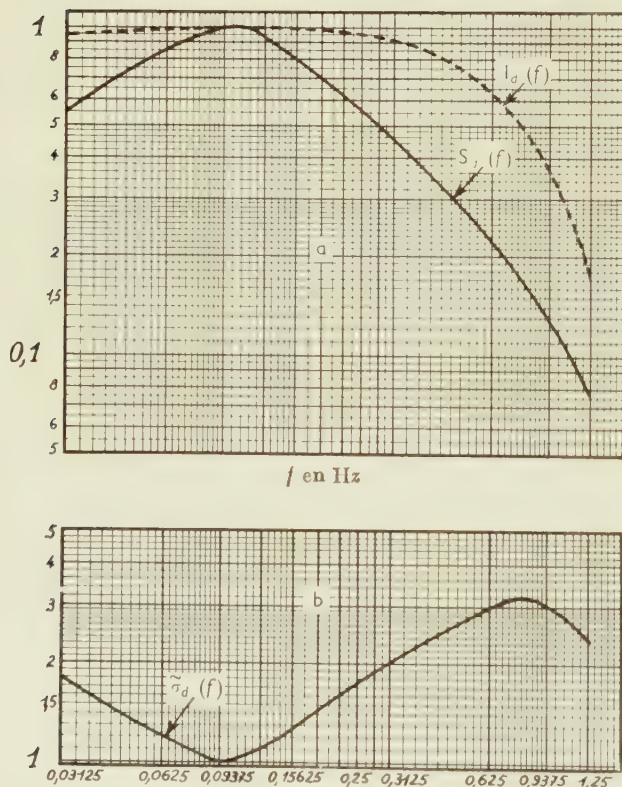


FIG. II-2. — Spectres d'amplitude relative de la réponse, de la pseudo-impulsion (a) et de l'anti-filtre (b).

duire de moitié la « période apparente » de la première arche de la réponse et de supprimer complètement l'arche négative.

Transformées de Fourier de la réponse et de la pseudo-impulsion. — La figure II-2 représente les spectres d'amplitude relative : en (a), celui de la réponse, $\bar{s}_d(f)$, et celui de la pseudo-impulsion, $\bar{I}_d(f)$, en (b) celui de l'anti-filtre, $\bar{\sigma}_d(f)$. Dans le cas considéré, la valeur de λ^2 a été fixée à 0,04 de la valeur maximale de $\bar{s}_d(f)$. On constate que $s_d(f)$, dont le maximum est centré sur 0,1 Hz, ne présente pratiquement pas de palier, alors que la pseudo-impulsion $\bar{I}_d(f)$ fournit un spectre pratiquement plat entre 0,03 et 0,4 Hz (32 à 2,5 secondes).

A partir de l'anti-filtre $\bar{\sigma}_d(f)$, on obtient l'anti-filtre $\sigma_d(t)$ en fonction du temps par la transformation inverse en sinus et en cosinus de $\sigma_d(f)$.

La convolution du séismogramme $g(t)$ et de l'anti-filtre $\sigma_d(t)$ nous donne la trace primitive avant le filtrage $g_1(t)$.

Le calcul de déconvolution se divise en cinq étapes :

1. Détermination de la réponse $s(t)$;
2. calcul de la transformée de Fourier $\bar{s}(f)$ de $s(t)$;
3. détermination de la fonction $\bar{\sigma}(f)$ de l'anti-filtre ;
4. calcul de l'opérateur linéaire d'anti-filtrage temporel $\sigma(t)$, transformée inverse de $\bar{\sigma}(f)$;
5. réalisation de l'anti-filtrage (convolution).

PROCÉDÉ B :

ANALYSE HARMONIQUE DU SÉISMOGRAMME ET RECONSTITUTION DU MOUVEMENT DU SOL.

La méthode consiste, en principe, à déterminer la fonction $\bar{g}(f)$ représentant le spectre d'amplitude du séismogramme et à en déduire le spectre du mouvement du sol $\bar{g}_1(f)$ par la relation :

$$\bar{g}(f) = \bar{g}_1(f) \cdot \bar{s}(f),$$

où $s(f)$ est l'amplification de l'appareil. $\bar{s}(f)$ peut être déterminé, à partir de l'équation fondamentale du séismographe, pour un déplacement harmonique du sol.

Le spectre d'amplitude s'obtient à partir de la transformée en cosinus ($\mathcal{FC}$) et de la transformée en sinus ($\mathcal{FS}$) par la relation :

$$A = \sqrt{(\mathcal{FC})^2 + (\mathcal{FS})^2}.$$

Si l'on considère, pour un séisme donné, l'énergie d'un mouvement harmonique ayant l'amplitude A et la pulsation ω sous la forme $KA^2\omega^2$, on peut étudier la répartition de cette énergie en fonction de la période $2\pi/\omega$. Afin de rendre comparable les

spectres de séismes ayant des énergies différentes, j'ai calculé les rapports $A^2 \omega^2 / \Sigma A^2 \omega^2$ et tracé les spectres d'énergie relative en fonction de la fréquence.

Remarques :

1. La fonction $\tilde{g}(f)$ définissant le spectre complexe du séismogramme est donnée par une intégrale étendue de $-\infty$ à $+\infty$. En pratique, on applique l'intégration à un intervalle limité, ce qui suppose que $g(t)$ est nul en dehors de cet intervalle. De même la relation :

$$g(t) = \int_{-a}^{+a} \tilde{g}(f) e^{2\pi i f t} df$$

n'est valable que si $\tilde{g}(f)$ peut être considéré comme nul en dehors de l'intervalle d'intégration $(-a, +a)$.

2. Les mêmes remarques s'appliquent aux relations définissant le filtre $s(t)$ et sa transformée $\tilde{s}(f)$.

3. En pratique, comme il a été dit, on substitue aux intégrales des sommes finies, dans le procédé A comme dans le procédé B.

4. La fonction $\tilde{s}(f)$ obtenue par une intégration limitée à un intervalle donné 2χ est en réalité le produit de convolution du spectre complexe de la trace avec le spectre de la fenêtre.

$$\sin 2\pi f \chi / 2\pi f \chi.$$

COMPARAISON DES RÉSULTATS DE LA DÉCONVOLUTION ET DE L'ANALYSE HARMONIQUE

Les méthodes décrites ci-dessus ont été appliquées au début d'un séisme profond survenu au Brésil le 31 août 1961 et ayant les caractéristiques suivantes, d'après la détermination faite par « l'United States Coast and Geodetical Survey » :

Heure d'origine : $H = 01^h 48^m 37^s,5$.

Coordonnées : $10^\circ,75$ S, $70^\circ,9$ W.

Profondeur du foyer : $h = 626$ km.

Distance : $\Delta = 9\,670$ km.

La figure II-3 montre les enregistrements de ce séisme par les différents appareils 1 à 8 ⁽¹⁾. Les deux procédés de calcul, appliqués aux enregistrements (fig. II-5, *a* et *b*) des appareils 2 et 8, ont donné quatre traces représentant le mouvement

⁽¹⁾ L'appareil 7 n'étant pas encore installé, il n'y a que sept enregistrements (l'appareil 8 étant à cette époque branché en sens inverse par rapport aux autres appareils, son mouvement se trouve également inversé).

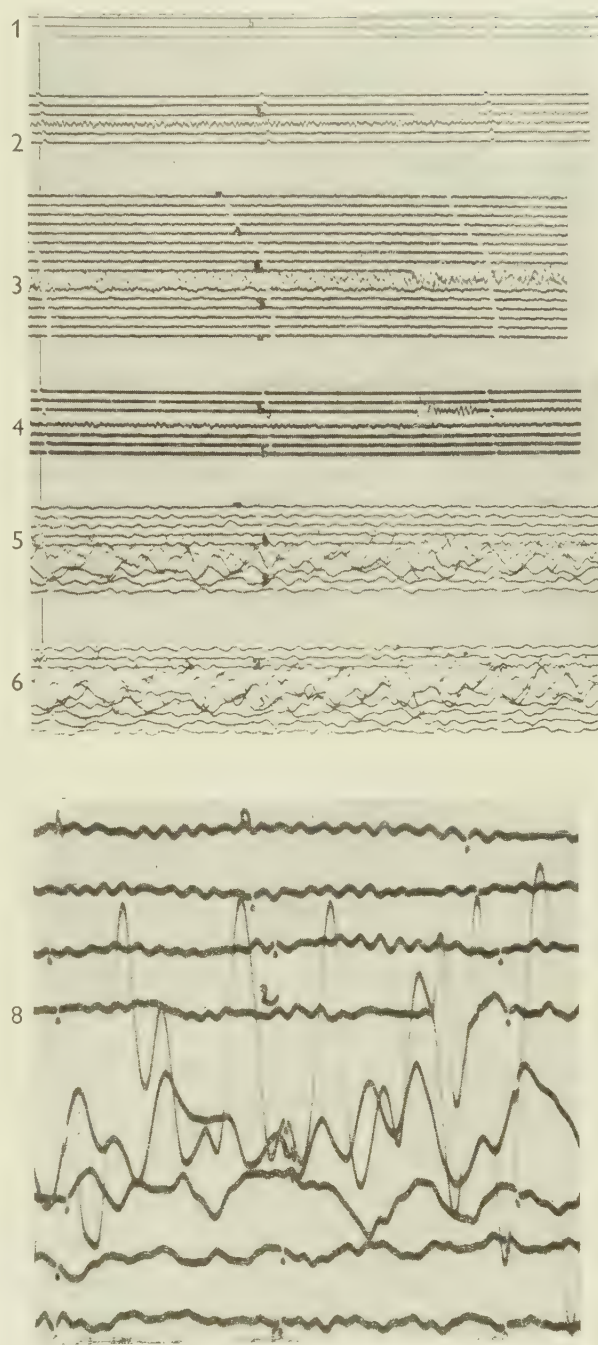


FIG. II-3. — Enregistrements du séisme du 31 août 1961.

vrai du sol. La déconvolution a été exécutée à titre gracieux par la Compagnie Générale de Géophysique, sous la direction de M. KUNETZ. Les spectres d'amplitude et d'énergie ont ensuite été déterminés.

La comparaison des spectres d'amplitude obtenus par analyse harmonique sur les traces 2, 6 et 8 montre que le spectre d'amplitude du mouvement du

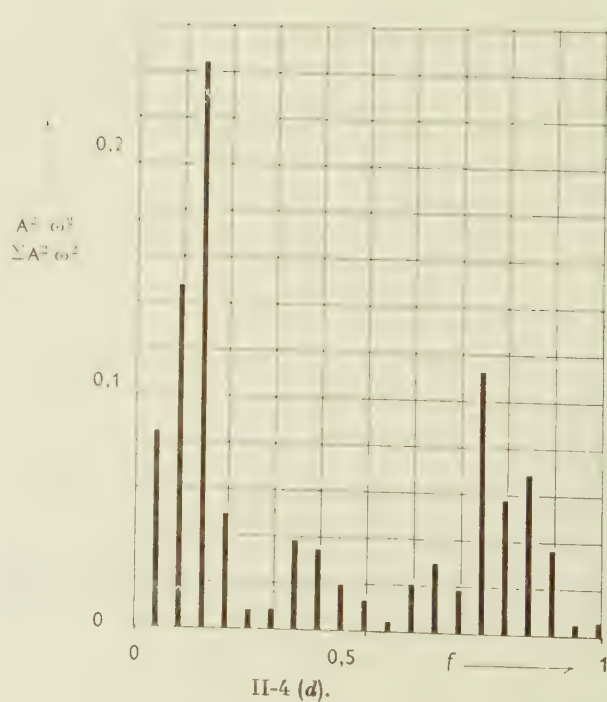
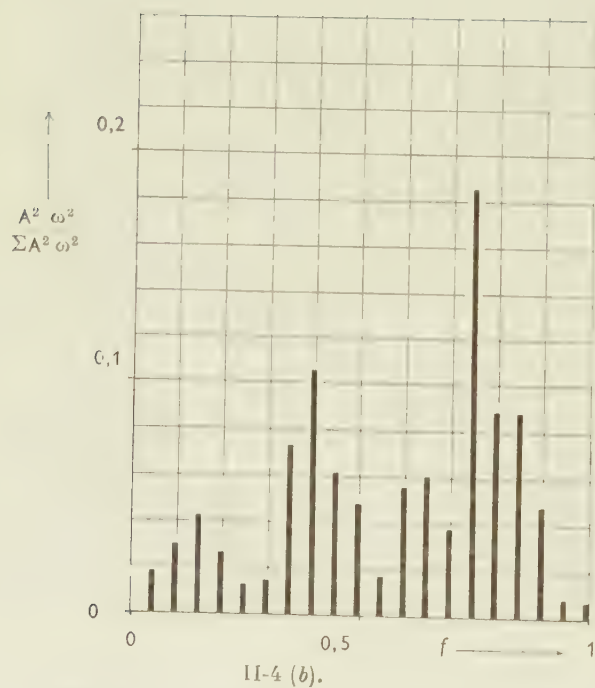
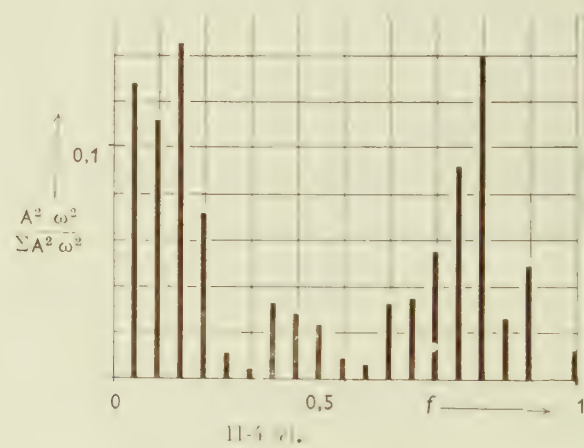
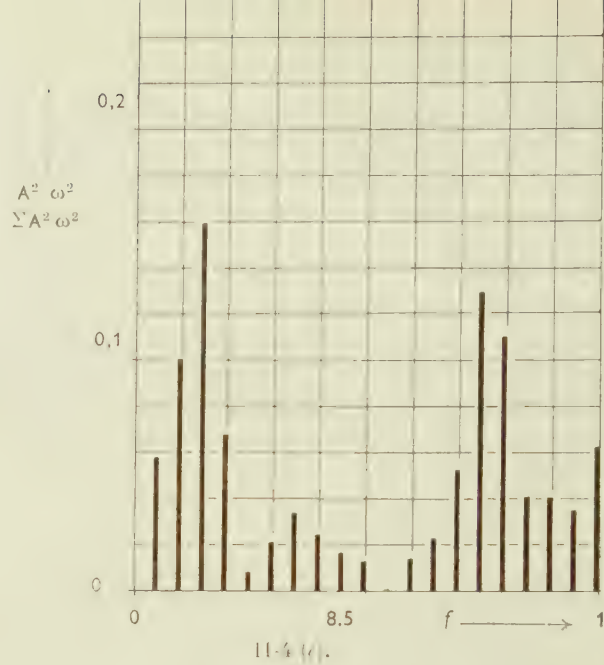
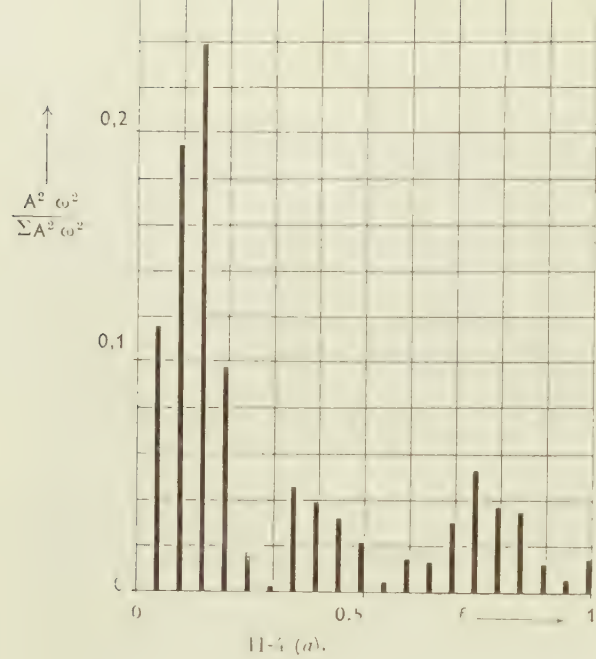


FIG. II-4. — Spectres d'énergie relative d'après la déconvolution (a et b) et d'après l'analyse harmonique (c, d et e).

sol déduit de l'enregistrement 2 présente des amplitudes trop grandes pour le premier et le deuxième harmonique. Cela s'explique du fait que l'appareil 2, ayant le maximum de sa bande passante à 4 Hz amplifie très peu les composantes de grande période (les valeurs d'amplification pour 20 et pour 10 secondes sont 1,4 et 11,4 respectivement) ; ainsi, les grandes valeurs trouvées correspondent, dans l'enregistrement, à des amplitudes qui sont du même ordre de grandeur que l'erreur sur l'analyse ou que le bruit.

L'introduction de ces deux harmoniques dans la synthèse du mouvement du sol déformerait le signal, les dix-huit autres étant très petits par rapport à eux. Afin d'obtenir une reconstitution plus fidèle du déplacement, nous avons ramené les deux premiers harmoniques au niveau des valeurs trouvées pour l'appareil 8, ce qui est justifié par le fait que les périodes 20 et 10 secondes se situent dans la partie centrale de la bande passante de cet appareil.

Nous avons vérifié dans quelle mesure se manifeste la distorsion des composantes peu amplifiées en analysant la trace enregistrée par l'appareil 6, dont la période d'amplification maximale, 3,2 secondes, est intermédiaire entre celles des appareils 2 et 8. La distorsion du premier harmonique provient des mêmes causes que dans le cas de l'appareil 2 ; les amplitudes des autres harmoniques sont pratiquement les mêmes que pour la trace 8.

Spectres d'énergie. — Les spectres d'énergie mettent, mieux que les spectres d'amplitude, en évidence les maximums en les accentuant, surtout dans les fréquences élevées. On retrouve dans tous les spectres de la figure II-4 les trois principaux maximums déjà observés dans les spectres d'amplitude et correspondant respectivement à 0,15, 0,4 et 0,75 Hz.

Les trois spectres obtenus par l'analyse harmonique se ressemblent beaucoup ; les amplitudes des harmoniques élevés sont un peu plus faibles dans le spectre 2 (4d) que dans les autres.

On observe, par contre, des divergences notables entre les deux spectres obtenus par déconvolution. Un examen de l'anti-filtre $\sigma_d(f)$ du calcul de déconvolution de la trace 8 (figure II-2) explique la réduction des composantes de courte période, laquelle est rendue plus évidente par le spectre d'énergie (4a). Cette réduction avait pour objet d'éliminer la distorsion des résultats par le bruit ; mais elle a eu pour effet de réduire les maximums de courte période tandis que celui de grande période gagne en importance. Dans la déconvolution de la trace 2, c'est au

contraire le maximum de plus grande fréquence qui devient prédominant (4b).

Déplacement du sol en fonction du temps. — La reconstitution du mouvement du sol en fonction du temps a l'intérêt d'ajouter aux informations concernant la période et l'amplitude, celles qui se rapportent à la phase et aussi celui de fournir une courbe facilement comparable au séismogramme. Cette reconstitution, qui exige de longs calculs, n'a pu être faite que sur les traces 8 et 2, à partir des résultats de déconvolution et d'analyse harmonique.

On reconnaît dans la figure II-5 les pseudo-périodes correspondant aux principaux maximums du spectre : la grande onde vers le bas correspond au maximum principal de basse fréquence (0,15 Hz) ; au maximum suivant (0,35 Hz) correspond la période qui apparaît après la grande onde et au maximum du spectre à 0,75 Hz correspondent les oscillations de courte période (1,3 s) bien visibles tout le long de la trace.

Les deux calculs de déconvolution s'écartent en sens opposés en ce qui concerne l'importance des phénomènes de courte période : la courbe 5a montre la réduction voulue de ces derniers dans la déconvolution de la trace 8, tandis que les oscillations rapides bien visibles dans la figure 5b traduisent les grandes amplitudes des composantes de courtes périodes dans la déconvolution de la trace 2.

Une demi-arche positive qui apparaît dans la figure 5b au début de cette reconstitution aussi bien que dans la figure 5d relative à l'analyse harmonique de la trace 2 s'explique de la façon suivante. Nos relevés de séismogrammes commencent avec le premier mouvement visible. Des mesures de temps d'arrivée au moyen du coordinatographe ont confirmé un fait que nous avons déjà constaté, c'est-à-dire que ce premier mouvement arrive, en temps absolu, une demi-seconde plus tôt sur l'appareil 2 que sur l'appareil 8, avec une progression graduelle dans le sens d'une arrivée plus tardive pour les appareils intermédiaires.

En résumé, il résulte des comparaisons faites que le dépouillement direct ne permet pas de suivre le détail des variations de l'énergie en fonction de la fréquence.

Les deux autres méthodes ont donné, dans l'ensemble, des résultats concordants à condition d'utiliser les enregistrements obtenus par les appareils de grandes périodes et de ne pas tenir compte du premier harmonique.

Dans une première phase du travail, les deux procédés de dépouillement, direct et transformation de Fourier, ont été appliqués de façon systématique

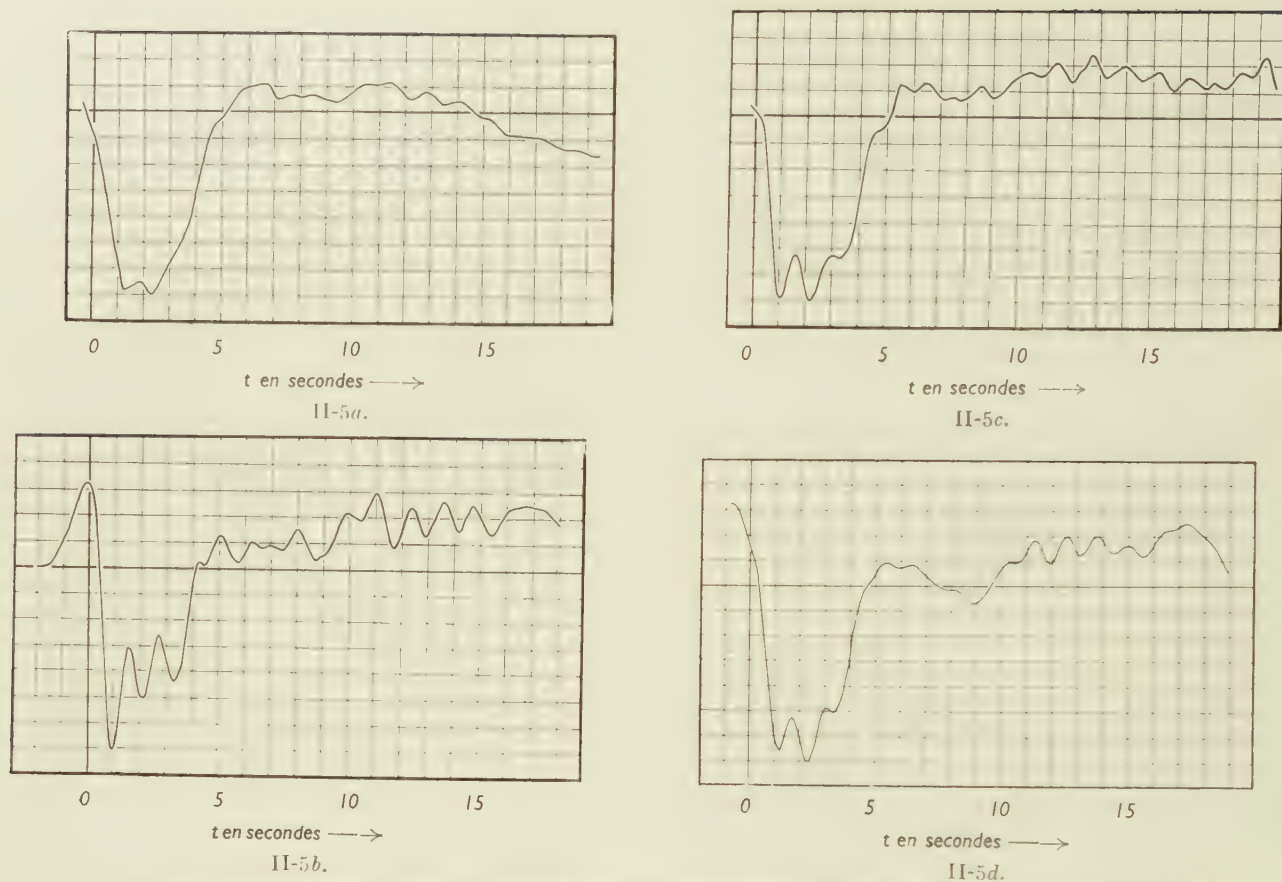


FIG. II-5. — Déplacement du sol en fonction du temps d'après la déconvolution (a et b) et d'après l'analyse harmonique (c et d).

aux mêmes enregistrements en vue de comparer les résultats obtenus par l'une ou l'autre méthode dans l'étude des variations des spectres, soit d'une même phase en fonction de la profondeur du foyer ou en fonction de la distance, soit de deux phases différentes dans des conditions comparables de distances et de profondeurs de foyer.

La méthode par transformation de Fourier ayant l'avantage de mieux définir les spectres a été préférée aux autres méthodes dans la suite du travail, un grand nombre de spectres ayant pu être calculés grâce à l'emploi des ordinateurs électroniques.

CHAPITRE III

ÉTUDE DES SPECTRES D'ÉNERGIE. DONNÉES.

La transformée de Fourier a été calculée dans 205 cas, le plus souvent d'après les enregistrements des appareils 6 ($T_{\max} = 3$ secondes) ou 8 ($T_{\max} = 10$ secondes). Les spectres ont été déterminés sur les fragments d'enregistrements correspondant aux phases qui avaient pu être clairement identifiées.

Pour la plupart des phases analysées, le relevé du séismogramme a été effectué avec un pas de 0,1 seconde, sur une durée de 10 secondes. Les valeurs des transformées en cosinus ($\mathcal{F}C$) et en sinus ($\mathcal{F}S$) ont permis le calcul du spectre d'énergie dans lequel

nous nous sommes limités aux fréquences comprises entre 0,1 et 1 Hz, car nous n'avons pas obtenu de valeurs d'énergie significatives correspondant à des fréquences plus élevées. Pour la phase P des séismes à courte distance, nous avons choisi d'autres conditions d'analyse à cause de la prédominance de hautes fréquences dans la trace. Ainsi le pas était-il de 0,05 seconde et la durée analysée, de 5 secondes ; les spectres d'énergie ont été calculés entre 0,2 et 2 Hz. En revanche, dans le cas des phases PP et pP, nous avons dû adapter les conditions d'analyse à la prédominance dans la trace des basses fréquences.

Le pas était de 0,1 seconde, la durée, de 20 secondes ; les spectres d'énergie ont été calculés entre 0,05 et 1 Hz.

Les tableaux III-1 à III-5 donnent les caractéristiques des séismes étudiés, numérotés par ordre de distances Δ croissantes. Les séismes sont classés, d'après la profondeur h de leur foyer, en séismes normaux ($h \leq 60$ km : tableaux III-1, III-2 et III-3) et en séismes profonds ($60 < h < 700$ km : tableaux III-4 et III-5). Dans chacune de ces catégories, on a distingué les séismes enregistrés à courte distance

($\Delta < 1000$ km : tableau III-1), à moyenne distance ($1000 < \Delta < 11000$ km : tableaux III-2 et III-4) et à grande distance ($\Delta > 11000$ km : tableaux III-3 et III-5).

Les coordonnées de l'épicentre, la profondeur du foyer et l'heure origine sont données d'après « l'United States Coast and Geodetic Survey » (USCGS). La distance a été calculée en utilisant les coordonnées géocentriques de l'épicentre et celles de la station de Garchy.

TABLEAU III-1

SÉISMES NORMAUX : $\Delta = 0$ à 1300 km

N°	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	Δ km
			h	m	s				
1	Suisse	14 mars 1964	02	37	24,6	47,1 N	8,3 E	33	400
2	Suisse	17 février 1964	12	19	02,9	47,2 N	8,5 E	33	420
3	Italie	9 août 1963	06	05	32,2	44,5 N	11,9 E	33	750
4	Espagne	3 mai 1962	23	27	16,1	44,1 N	7,3 W	33	880
5	Yougoslavie	13 avril 1964	08	30	03,6	45,3 N	18,1 E	33	1180
6	Algérie	4 septembre 1963	05	06	47,0	36,1 N	5,3 E	38	1260

TABLEAU III-2

SÉISMES NORMAUX : $\Delta = 1300$ à 12000 km

N°	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	Δ km
			h	m	s				
7	Portugal	26 décembre 1962	08	58	11,1	39,3 N	10,6 W	19	1420
8	Yougoslavie	26 juillet 1963	04	17	12,5	42,1 N	21,4 E	33	1560
9	Yougoslavie	11 juin 1962	07	15	41,4	43,6 N	18,3 E	33	1640
10	Grèce	4 octobre 1962	19	46	10,1	38,3 N	22,7 E	38	1880
11	Mer Égée au voisinage de l'île Skopulos	9 mars 1965	17	57	53,7	39,1 N	24,0 E	18	1920
12	A l'ouest de la Crète	26 janvier 1964	08	17	37,0	35,5 N	22,5 E	50	2070
13	Anatolie	6 octobre 1964 (I)	14	29	55,6	40,2 N	28,1 E	10	2150
14	Anatolie	6 octobre 1964 (II)	14	31	19,2	40,3 N	28,2 E	10	2150
15	Turquie	18 septembre 1963	16	58	12,5	40,9 N	29,2 E	33	2180
16	Ile Gavdos	8 mai 1962	23	53	59,0	35,5 N	24,1 E	60	2190
17	Mer Égée (Sporades)	28 avril 1962 (I)	11	18	57,4	36,4 N	26,6 E	40	2280
18	Océan Atlantique	10 août 1962	21	03	59,2	49,4 N	27,9 W	33	2290
19	Mer Égée (Sporades)	28 avril 1962 (II)	12	43	49,1	36,3 N	26,7 E	48	2290
20	Océan Atlantique	18 mai 1962	12	11	59,8	48,6 N	28,7 W	25	2360

TABLE III-2 (suite)

N°	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	h' km	Δ km	M
			h	m	s						
21	Islande	28 mars 1963	00	15	51,4	66,1 N	20,1 W	15		2500	
22	Islande	15 octobre 1963	09	59	30,1	67,2 N	18,4 W	33		2540	
23	Océan Atlantique (nord) ..	3 juillet 1965	02	22	18,6	52,7 N	32,1 W	36		2560	
24	Détroit du Danemark	15 janvier 1963 (II)	05	23	10,2	69,1 N	16,6 W	33		2650	
25	Détroit du Danemark	15 janvier 1963 (I)	01	32	20,0	68,9 N	17,1 W	33		2650	
26	Crête médiane de l'Océan Atlantique	17 septembre 1964	15	02	00,9	44,5 N	31,3 W	24		2660	
27	Océan Atlantique (nord) ..	5 juillet 1965	08	31	58,9	52,9 N	34,2 W	33		2700	
28	Iles Açores	18 septembre 1964	13	12	42,3	39,8 N	29,7 W	20		2750	
29	Iles Açores	6 octobre 1962	03	17	07,2	40,8 N	29,5 W	33		2790	
30	Géorgie	16 juillet 1963	18	27	18,4	43,1 N	41,5 E	33		3030	
31	Iran	1 septembre 1962	19	20	38,7	35,6 N	49,9 E	20		4060	
32	Crête médiane de l'Océan Atlantique	6 août 1962	01	35	30,5	32,0 N	40,8 W	48		4060	
33	Crête médiane de l'Océan Atlantique	20 novembre 1961	17	58	17,5	31,3 N	40,8 W	44		4110	
34	Terre de Baffin	4 septembre 1963	13	32	12,3	71,3 N	73,1 W	33		4640	
35	Iran	19 janvier 1964	09	13	53,5	26,9 N	54,0 E	33		4940	
36	Océan Atlantique	19 mai 1963	21	35	47,0	23,8 N	46,0 W	33		5050	
37	Iran	22 décembre 1964	04	36	34,7	28,2 N	57,0 E	30		5080	
38	Océan Atlantique	3 juin 1962	15	02	26,4	22,3 N	45,1 W	33		5100	
39	Nouvelle Zemble	25 août 1964	13	47	20,6	78,2 N	126,6 E	50		5580	
40	Chine	29 août 1963	08	53	48,4	39,6 N	74,2 E	31		5620	
41	Océan Atlantique	3 août 1963	10	21	36,6	7,7 N	35,8 W	33		5710	
42	Au nord-est de l'île Ascen- sion	15 avril 1962	18	08	27,3	2,7 S	11,6 W	25		5760	
43	Crête médiane de l'Océan Atlantique	4 septembre 1964	03	28	33,1	7,6 N	36,9 W	22		5790	
44	Océan Atlantique	17 mars 1962	20	47	32,3	10,9 N	43,2 W	33		5900	
45	Océan Atlantique	23 octobre 1964	01	56	03,2	19,8 N	56,0 W	31		6080	
46	Thibet	4 juin 1961	07	33	06,0	34,1 N	82,0 E	46		6540	
47	Chine	21 mai 1962	12	02	50,6	36,3 N	96,0 E	25		7200	
48	Haïti	20 avril 1962	05	47	55,3	20,6 N	72,2 E	25		7240	
49	Chine	19 avril 1963	07	35	22,7	35,7 N	96,9 E	33		7460	
50	Alaska	3 avril 1964 (XII)	22	33	42,2	61,6 N	147,6 W	40	56	7660	5,7
51	Alaska	28 mars 1964 (I)	03	36	14,2	61,1 N	147,8 W	20	23	7710	8,5
52	Océan Indien	18 octobre 1964	09	06	26,0	2,9 N	65,7 E	33		7720	
53	Alaska	28 mars 1964 (VI)	14	47	37,1	60,4 N	146,5 W	10		7750	5,7
54	Alaska	30 mars 1964 (XI)	07	09	34,0	59,9 N	145,7 W	15	10	7790	5,6
55	Alaska	4 avril 1964 (XIII)	04	54	01,7	60,1 N	146,7 W	40	15	7790	5,6
56	Frontière Inde/Chine	21 octobre 1964	23	09	18,8	28,1 N	93,8 E	37		7820	
57	Alaska	29 mars 1964 (IX)	16	40	57,9	59,7 N	147,0 W	15	26	7840	5,4
58	Alaska	28 mars 1964 (VII)	20	29	08,6	59,8 N	148,7 W	40		7870	5,8
59	Alaska	24 juin 1963	04	26	37,9	59,5 N	151,7 W	52	38	7950	5,7
60	Alaska	28 mars 1964 (II)	07	10	21,4	58,8 N	149,5 W	20	24	7980	6,1
61	Au sud de l'île Kodiak	28 mars 1964 (IV)	10	35	38,9	57,2 N	152,4 W	33	24	8200	6,0
62	Ile Kodiak	12 mai 1963	20	08	40,8	57,3 N	154,0 W	60	36	8220	
63	Au sud de l'île Kodiak	4 avril 1964 (XV)	09	10	55,1	56,9 N	152,7 W	15	24	8240	5,9
64	Au sud de l'île Kodiak	28 mars 1964 (III)	09	01	00,5	56,5 N	152,0 W	20	22	8270	6,0
65	Au sud de l'île Kodiak	30 mars 1964 (X)	02	18	06,3	56,6 N	152,9 W	25	24	8280	5,8

TABLEAU III-2 (suite)

N°	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	h' km	Δ km	$\mathcal{M}$
			h	m	s						
66	Au sud de l'île Kodiak	4 avril 1964 (XIV)	08	40	29,8	56,5 N	152,6 W	15	20	8280	6,3
67	Au sud de l'île Kodiak	28 mars 1964 (V)	12	20	49,8	56,5 N	154,0 W	25		8300	6,1
68	Au sud de l'île Kodiak	4 avril 1964 (XVI)	17	46	08,6	56,3 N	154,4 W	25	22	8330	5,7
69	Au sud de l'île Kodiak	29 mars 1964 (VIII)	06	04	44,5	56,1 N	154,3 W	30	15	8350	5,6
70	Alaska	6 février 1964	13	07	25,2	55,7 N	155,8 W	33		8420	5,6
71	Alaska	28 janvier 1963	13	00	48,1	54,7 N	161,7 W	33		8630	
72	Iles Komandorskie	26 décembre 1962 (II)	23	46	14,7	54,0 N	168,8 E	33		8700	
73	Iles Komandorskie	26 décembre 1962 (I)	22	25	15,5	53,9 N	168,7 E	33		8710	
74	Au sud de l'île Unimak ...	23 septembre 1964	04	59	47,4	53,6 N	163,9 W	29	33	8760	5,5
75	Océan Atlantique	15 janvier 1963	22	17	46,6	31,5 S	13,4 W	33		8840	
76	Iles aux Rats	31 août 1962 (I)	17	02	44,4	51,3 N	179,7 W	32		8850	
77	Iles aux Rats	1 septembre 1962 (II)	03	46	05,0	51,3 N	179,7 W	25		8850	
78	Iles aux Rats	1 septembre 1962 (III)	07	51	08,2	51,3 N	179,9 W	42		8850	
79	Iles Andaman	16 novembre 1962	21	10	01,8	13,5 N	93,2 E	33		8910	
80	Iles aux Renards (île Oumnak)	21 décembre 1962 (III)	09	10	01,6	52,5 N	168,5 W	33		8920	
81	Iles aux Renards (île Oumnak)	22 décembre 1962 (IV)	15	20	31,0	52,5 N	168,8 W	47		8920	
82	Iles aux Renards	10 mai 1962	05	12	15,9	52,4 N	170,9 W	43		8920	
83	Iles aux Renards (île Oumnak)	21 décembre 1962 (I)	08	42	48,3	52,4 N	168,5 W	33		8920	
84	Iles aux Renards (île Oumnak)	21 décembre 1962 (II)	09	00	41,4	52,4 N	168,5 W	33		8920	
85	Au nord des Iles Kouriles..	7 mai 1962	17	39	50,3	45,2 N	146,9 E	20		9160	
86	Fosse des Kouriles	24 juillet 1964 (II)	08	12	40,0	47,2 N	153,8 E	33		9160	
87	Fosse des Kouriles	24 juillet 1964 (IV)	17	02	49,2	47,1 N	153,6 E	33		9160	
88	Fosse des Kouriles	24 juillet 1964 (III)	13	25	18,3	47,0 N	153,7 E	33		9170	
89	Fosse des Kouriles	24 juillet 1964 (I)	06	50	52,8	46,9 N	153,9 E	33		9200	
90	Au nord de l'Ecuador	13 août 1962	06	35	56,0	2,1 N	83,5 W	33		9230	
91	Iles Nicobar	15 septembre 1964	15	29	32,2	8,9 N	93,1 E	37		9230	
92	Hokkaido, Japon	23 avril 1962	05	58	04,9	42,9 N	143,4 E	25		9280	
93	Hokkaido, Japon	21 décembre 1962	09	33	15,5	42,4 N	142,3 E	27		9290	
94	A l'est des Iles Kouriles	5 juillet 1964	23	36	01,5	44,8 N	149,6 E	54		9290	
95	A l'est des Iles Kouriles	15 octobre 1964	20	26	53,5	44,7 N	149,8 E	49		9300	
96	Hokkaido, Japon	15 novembre 1961	07	17	12,4	43,1 N	145,1 E	43		9320	
97	A l'est des Iles Kouriles	12 février 1961	21	53	43,5	43,9 N	147,6 E	45		9330	
98	A l'est des Iles Kouriles	10 novembre 1962	01	33	15,9	43,8 N	147,3 E	33		9330	
99	Ecuador	10 mai 1963	22	22	42,7	2,1 S	77,6 W	33		9440	
100	Mexique	19 mai 1962	14	58	15,0	17,2 N	99,5 W	33		9520	
101	Mexique	11 mai 1962	14	11	54,1	17,0 N	99,6 W	25		9560	
102	A l'est de Hondo, Japon ...	25 avril 1962	15	47	29,4	38,4 N	142,5 E	56		9630	
103	A l'est de Hondo, Japon ...	15 août 1963	06	11	34,6	37,9 N	141,6 E	59		9710	
104	Au nord de Formose	13 février 1963	08	50	02,2	25,4 N	121,2 E	33		9930	
105	A l'ouest du Pérou	15 novembre 1962	23	25	15,7	8,7 S	79,8 W	45		10160	
106	A l'ouest du Pérou	18 avril 1962	19	14	37,2	10,0 S	79,0 W	39		10200	

TABLEAU III-3

SÉISMES NORMAUX : $\Delta = 12000$ à 19000 km

N°	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	Δ km
			h	m	s				
107	Ile Halmahera	16 avril 1963	01	29	15,9	0,9 S	128,2 E	33	12610
108	Mer de Ceram	24 janvier 1965	00	11	12,1	2,4 S	126,0 E	6	12610
109	Mer de Banda	15 mai 1962	05	23	46,4	7,3 S	128,3 E	34	13190
110	Nouvelle-Guinée	22 mars 1962	15	13	03,9	3,2 S	142,3 E	25	13730
111	Nouvelle-Bretagne	17 novembre 1964	08	15	39,3	5,7 S	150,7 E	45	14440
112	Nouvelle-Bretagne	19 novembre 1964	23	35	06,0	6,0 S	150,8 E	33	14480
113	Nouvelle-Bretagne	3 mars 1965	15	14	09,7	5,5 S	151,9 E	44	14490
114	Iles de Santa Cruz	17 septembre 1963	19	20	08,2	10,1 S	165,3 E	17	15540
115	Iles de Santa Cruz	15 septembre 1963	00	46	54,1	10,3 S	165,6 E	43	15570
116	Nouvelles-Hébrides	22 janvier 1964	23	59	43,6	13,7 S	165,9 E	33	15940
117	Iles Samoa	8 octobre 1963	00	17	01,1	15,1 S	173,2 W	33	16400
118	Au nord-est des Iles Fidji	9 août 1963	14	36	45,9	15,3 S	175,7 W	33	16440
119	Iles Samoa	28 janvier 1962	05	40	08,2	17,2 S	172,0 W	25	16620
120	Nouvelles-Hébrides	20 novembre 1961	11	44	19,4	21,8 S	169,9 E	33	16920
121	Iles Tonga	22 mai 1961	17	32	21,6	22,8 S	176,1 W	35	17270
122	800 km à l'ouest de l'île Mac- quarie	10 juin 1963	06	39	04,1	55,2 S	146,1 E	18	17320
123	Iles Kermadec	7 mars 1961	10	10	38,9	28,3 S	175,7 W	43	17900
124	Iles Kermadec	20 mai 1963	11	38	05,3	30,7 S	178,3 W	34	18140
125	Iles Kermadec	9 février 1961	02	08	15,9	28,2 S	177,4 W	37	18140
126	Iles Auckland	12 septembre 1964	22	07	03,2	49,1 S	164,2 E	33	18590
127	Nouvelle-Zélande	10 mai 1962	00	27	17,5	41,8 S	171,6 E	54	18910

TABLEAU III-4

SÉISMES PROFONDS : $\Delta = 1300$ à 12000 km

N°	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	h' km	Δ km
			h	m	s					
128	Grèce	17 juillet 1964	02	34	26,9	38,2 N	23,7 E	150		1960
129	Cote sud de la Crète	8 avril 1964	14	12	29,5	35,1 N	24,3 E	100		2230
130	Turquie	23 mai 1961	02	45	16,0	36,6 N	28,3 E	70		2391
131	Au sud de Chypre	15 septembre 1961	01	46	10,0	34,2 N	33,5 E	100		2920
132	Hindou-Kouch	28 janvier 1964	14	09	17,1	36,5 N	70,9 E	207		5570
133	Alaska	1 janvier 1963	23	39	09,5	56,6 N	157,5 W	80	70	8360
134	Au sud du Kamchatka	26 décembre 1964	14	30	29,1	51,8 N	156,8 E	136		8740
135	Iles Kouriles	29 janvier 1963	09	21	16,2	49,8 N	155,0 E	140		8910
136	Mer d'Okhotsk	30 juin 1964	20	08	28,5	46,6 N	144,6 E	383		8950
137	A l'ouest des Iles Kouriles	17 août 1961	21	16	30,1	46,4 N	149,3 E	160		9110
138	Iles Kouriles	4 août 1964	17	24	29,2	46,5 N	151,1 E	101		9160
139	Mexique	22 avril 1962	04	45	20,3	15,5 N	93,1 W	69		9200
140	A l'est des Iles Kouriles	30 mars 1963	16	51	59,1	44,1 N	148,0 E	61		9310
141	Au sud-est de Hokkaido, Japon	11 août 1961	15	51	34,6	43,0 N	145,0 E	50		9340
142	Hondo, Japon	15 juillet 1962	06	47	22,5	39,8 N	140,9 E	103		9490

TABLEAU III-4 (suite)

No	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	Δ km
			h	m	s				
143	Mexique	6 juillet 1964	07	22	10,3	18,2 N	100,4 W	82	9500
144	Hondo, Japon	30 avril 1962	02	26	30,0	38,8 N	140,9 E	104	9590
145	Frontière Brésil/Pérou	31 août 1961 (II)	01	57	08,0	10,5 S	70,7 W	629	9660
146	Frontière Brésil/Pérou	31 août 1961 (I)	01	48	37,5	10,7 S	70,9 W	626	9670
147	Frontière Brésil/Pérou	19 août 1961	05	09	49,5	10,8 S	71,0 W	649	9690
148	A l'est de Hondo, Japon	12 avril 1962	00	52	44,8	38,1 N	142,3 E	68	9720
149	Pérou	13 avril 1963	02	20	57,9	6,3 S	76,7 W	125	9730
150	Pérou	26 janvier 1964	09	09	33,9	16,3 S	71,7 W	116	9770
151	Pérou	15 août 1963	17	25	05,9	13,8 S	69,3 W	543	9820
152	Formose	11 août 1962	08	15	43,7	25,2 N	123,3 E	140	9990
153	Argentine	8 décembre 1962	21	27	22,2	25,8 S	63,4 W	620	10450
154	Ile Bonin	7 décembre 1962	14	03	37,0	29,2 N	139,2 E	411	10470
155	Frontière Chili/Argentine	3 août 1962	08	56	17,1	23,3 S	68,1 W	71	10520
156	Birmanie	22 janvier 1964	15	58	46,5	22,4 N	93,6 E	88	10540
157	Près de Sumatra	7 avril 1963	22	36	03,6	4,9 S	103,2 E	72	11150
158	Chili	28 mars 1965	16	33	15,7	32,4 S	71,3 W	61	11500

TABLEAU III-5

SÉISMES PROFONDS : $\Delta = 12000$ à 19000 km

No	ORIGINE	DATE	HEURE D'ORIGINE			φ EN DEGRÉS	λ EN DEGRÉS	h km	Δ km
			h	m	s				
159	Iles Sandwich	1 septembre 1961	00	09	34,6	59,5 S	27,3 W	131	12130
160	Mer de Banda	18 octobre 1964	12	32	24,1	7,0 S	124,0 E	574	12860
161	Iles Salomon	6 juillet 1965	18	36	47,3	4,5 S	155,1 E	510	14540
162	Iles de Santa Cruz	22 mai 1962	08	06	38,8	12,3 S	166,6 E	151	15810
163	Nouvelles-Hébrides	11 novembre 1962	16	09	57,6	12,9 S	166,5 E	77	15870
164	Nouvelles-Hébrides	11 mai 1962	12	06	42,1	14,3 S	170,4 E	623	16160
165	Nouvelles-Hébrides	8 février 1961	02	36	40,5	15,3 S	167,5 E	162	16160
166	Nouvelles-Hébrides	19 avril 1962	22	15	20,9	15,8 S	168,0 E	213	16230
167	Entre les Nouvelles-Hébrides et les Iles Fidji	1 mars 1962	23	41	11,5	14,0 S	172,1 E	73	16240
168	Nouvelles-Hébrides	1 septembre 1962	04	52	14,5	15,9 S	168,2 E	244	16250
169	Iles de Horn	23 mai 1963	03	33	24,8	14,7 S	176,2 W	279	16400
170	Nouvelles-Hébrides	1 mai 1963	10	03	20,0	19,0 S	169,0 E	142	16600
171	Nouvelles-Hébrides	30 mars 1963	01	53	28,5	19,1 S	169,0 E	156	16640
172	Iles Fidji	4 août 1963	23	54	14,0	17,5 S	179,1 W	515	16680
173	Iles Fidji	25 août 1963	12	18	12,5	17,5 S	178,8 W	565	16680
174	Iles Fidji	13 mai 1961	14	52	55,3	17,6 S	178,8 W	556	16720
175	Iles Fidji	20 août 1961	05	04	14,3	17,9 S	178,8 W	592	16750
176	Iles Fidji	9 mars 1962	06	57	10,6	18,6 S	177,9 W	472	16800
177	Nouvelles-Hébrides	20 janvier 1964	17	08	37,4	20,7 S	169,9 E	141	16810
178	Iles Fidji	21 mai 1962	21	15	30,0	19,8 S	177,4 W	379	16970
179	Iles Fidji	10 septembre 1962	15	43	57,4	21,2 S	179,1 W	640	17114
180	Au nord des Iles Kermadec	4 juillet 1963	10	58	13,2	26,3 S	177,7 W	158	17650
181	Iles Kermadec	5 août 1964	11	06	02,6	32,1 S	179,8 E	235	18270

CHAPITRE IV

INTERPRÉTATION DES SPECTRES D'ÉNERGIE

A. CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.

Dans le chapitre II nous avons abordé le problème de la déformation de l'onde sismique due au filtrage de l'appareil. Nous avons proposé d'éliminer ou de réduire au minimum cette déformation en appliquant la méthode de déconvolution. Cependant, l'effet de l'appareillage sur le signal arrivé à la station étant éliminé, ce signal sera le produit de convolution du signal à l'origine $g_0(t)$ avec une fonction assez complexe $\chi(t)$ représentant l'effet du trajet sur le signal primitif (absorption du milieu, pertes aux discontinuités et effet de surface à la station)

$$g_1(t) = g_0(t) * \chi(t).$$

La transformée de $g_1(t)$ sera :

$$\bar{g}_1(f) = \bar{g}_0(f) \cdot \bar{\chi}(f).$$

On peut donc considérer le spectre d'amplitude ou d'énergie obtenu par transformation de Fourier comme étant le spectre à l'origine multiplié par une fonction $\bar{\chi}(f)$ déterminée uniquement par le trajet parcouru. L'équation, ayant deux inconnues, est impossible à résoudre. Nous devrions donc étudier séparément les deux fonctions $\bar{g}_0(f)$ et $\bar{\chi}(f)$.

On peut se proposer d'examiner comment varie le spectre d'énergie à l'origine $\bar{g}_0(f)$ soit en fonction de l'énergie du séisme ou du mécanisme au foyer, soit en fonction des propriétés élastiques du milieu au voisinage de la source, lesquelles varieront selon la

situation du foyer dans la croûte continentale, dans une zone intermédiaire entre continent et océan ou à l'intérieur du Manteau supérieur, donc selon la situation géographique de l'épicentre et la profondeur du foyer.

L'effet $\bar{\chi}(f)$ sur le spectre du trajet parcouru dépend, lui aussi, des propriétés élastiques des différents milieux traversés au cours de toute la propagation ; mais, dans une étude comparative des spectres, l'évolution de ces derniers traduit essentiellement les propriétés de la couche dans laquelle se trouve la partie inférieure de la trajectoire ; il est donc logique de l'étudier en fonction de la profondeur maximale atteinte par la trajectoire ou encore, pour une profondeur de foyer donnée, en fonction de la distance entre l'épicentre et la station.

B. ÉNERGIE.

On peut comparer le spectre d'un séisme principal à celui d'une réplique ou d'un prémonitoire de ce tremblement de terre. Dans les séismes choisis pour une telle comparaison, la distance et la profondeur de foyer doivent rester pratiquement invariables. Les comparaisons ont porté sur les ondes P de plusieurs groupes de séismes superficiels provenant de différentes régions épicentrales. On trouve dans le Tableau IV-1 les valeurs respectives de $\Sigma A^2 \omega^2$, d'après les transformées de Fourier, ainsi que les magnitudes correspondantes.

TABLEAU IV-1

COLONNE DE LA FIGURE IV-1	NUMÉRO DE SÉISME	$\Sigma A^2 \omega^2$	MAGNITUDE
I	14	73,0	6 (CGS) ; $6\frac{1}{2}$ — $6\frac{3}{4}$ (Stras.) ; $6\frac{3}{4}$ — 7 (Pas., Berk.)
	13	2,3	5,1 (CGS)
II	51	111,7	8,5 (CGS)
	54	7,1	5,6 (CGS)
III	141	162,0	7 (CGS) ; 7,5 (Up.) ; $7\frac{1}{4}$ (Stras.)
	148	7,5	7 (CGS) ; 7,1 (Up.) ; $6\frac{3}{4}$ — 7 (Berk.)
IV	86	13,7	5,9 (CGS)
	88	0,9	5,7 (CGS)
	89	2,2	5,9 (CGS)
	87	4,8	5,8 (CGS)
V	77	0,2	$5\frac{3}{4}$ (Kew, Pékin) ; 6 (Moscou)
	76	0,6	5,9 (Kew) ; 6 (Moscou) ; $6\frac{1}{4}$ (Pékin)
			CGS : Coast and Geodetic Survey.
			Up. : Uppsala.

Stras. : Strasbourg.

Pas. : Pasadena.

Berk. : Berkeley.



FIG. IV-1. — Effet de l'énergie des séismes sur les spectres des ondes P.

Les spectres d'ondes P obtenus par transformation de Fourier sont représentés dans la figure IV-1, chaque colonne contenant un groupe de spectres comparables entre eux.

Les deux spectres de la colonne I se rapportent à un séisme d'Anatolie (14) et à une secousse prémonitoire (13). Le déplacement du maximum d'énergie vers les basses fréquences apparaît clairement dans le séisme principal, par rapport au prémonitoire. La différence entre les valeurs absolues de l'énergie est manifeste aussi bien d'après les valeurs de la magnitude que d'après celles de $\Sigma A^2 \omega^2$.

Dans la colonne II, les deux spectres concernent le grand séisme d'Alaska (51) du 28 mars 1964, de magnitude 8,5, et une de ses répliques (54) de magnitude 5,6, c'est-à-dire deux séismes d'énergies très différentes ; les valeurs de $\Sigma A^2 \omega^2$ sont aussi très différentes. Le spectre du séisme principal se réduit à une étroite bande de basse fréquence.

Le même phénomène est également manifeste (colonne III) dans le séisme du Japon (141) du 11 août 1961 (magnitude 7 à 7,5 ; $\Sigma A^2 \omega^2 = 162$) si on le compare au séisme (148) du 12 avril 1962 (magnitude 6 3/4 — 7 ; $\Sigma A^2 \omega^2 = 7,5$). On remarque, dans ce dernier cas, que les valeurs données pour la magnitude n'indiquent pas clairement la grande différence d'énergie qui existe entre ces séismes, conformément aux valeurs de $\Sigma A^2 \omega^2$, et qui explique le changement d'aspect du spectre.

Un autre exemple est donné dans la colonne IV où figurent quatre séismes des îles Kouriles dont les foyers situés à proximité de la discontinuité de Mohorovicic (figure IV-8) ont des profondeurs légèrement variables. Le premier de ces séismes, dont l'énergie est nettement plus grande que celle des trois autres, d'après $\Sigma A^2 \omega^2$, est le seul pour lequel le maximum du spectre est de basse fréquence. Dans ce cas, également, les valeurs de la magnitude sont peu significatives pour montrer les différences d'énergie des séismes.

Enfin, à titre de comparaison, on a représenté, dans la dernière colonne (V), les spectres de deux séismes de faible énergie pour lesquels la distance est la même (8850 km) ainsi que la profondeur de foyer (25 — 32 km). On vérifie que, dans ces conditions, deux spectres présentent entre eux une grande ressemblance.

En résumé, il ressort des différentes comparaisons ci-dessus que les spectres sont sensibles aux variations d'énergie. Le déplacement du maximum vers les basses fréquences, ainsi que la concentration de l'énergie dans une étroite bande de fréquences sont particulièrement nets dans les séismes de grande énergie (magnitude supérieure à 7).

Les résultats sont un peu moins nets dans les séismes de faible énergie, soit que, malgré les précautions prises dans le choix des séismes à comparer entre eux, l'effet de faibles variations d'énergie se trouve en partie masqué par celui d'autres variations (profondeur de foyer, azimuth de la station par rapport au plan de faille, etc...), soit que l'on ne dispose pas d'une mesure correcte de l'énergie à l'origine : on vient de voir, en effet, qu'une variation d'une unité dans les valeurs données pour la magnitude n'est pas significative et que, dans les cas étudiés, le déplacement du maximum d'énergie dans le spectre correspond mieux aux variations de $\Sigma A^2 \omega^2$ qu'à celles de la magnitude publiée. On peut donc penser que l'utilisation des spectres d'énergie serait susceptible de permettre une meilleure détermination de l'énergie à la source.

Dans l'étude des autres facteurs susceptibles d'influencer les spectres, on s'est astreint à ne comparer que des séismes dont les énergies sont peu différentes.

C. MÉCANISME AU FOYER ; DIMENSION DE LA SOURCE.

Les comparaisons entre explosions (SMITH S. V., 1963) ou séismes naturels (RICHTER C. F., 1958) d'une part et effondrements, d'autre part, font intervenir principalement le mécanisme à la source et la durée du phénomène : le spectre est de plus basse fréquence pour l'effondrement que pour le séisme naturel ou l'explosion.

Les résultats de T. C. POULTER (1950), comparant l'enregistrement sismique d'une charge concentrée enterrée à celui d'un dispositif de charges en « nappe » explosant au-dessus de la surface du sol, fait intervenir à la fois le mécanisme à la source et la dimension de celle-ci ; l'auteur montre que le spectre est de plus basse fréquence dans le cas du tir en nappe.

Plusieurs auteurs ont cherché à établir une relation entre la pseudo-période des ondes de volume et la dimension de la source intervenant en même temps que le mécanisme au foyer, par exemple en vue de la détection des explosions nucléaires. Certains admettent que la fréquence apparente est plus grande dans les enregistrements d'explosions que dans ceux des séismes naturels, ce qui devrait correspondre à un déplacement du maximum d'énergie vers les hautes fréquences dans les spectres d'explosions par rapport aux spectres de séismes naturels.

J'ai donc essayé de comparer des spectres d'ondes P de séismes et d'explosions ; mais il ne m'a pas été possible de faire cette comparaison dans des conditions analogues de distances et de profondeurs de foyer.

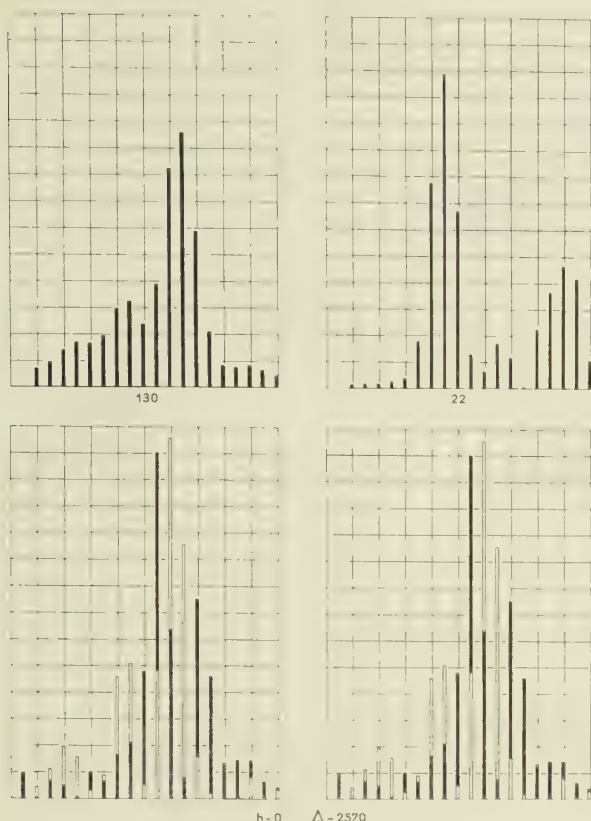


Fig. IV-2. — Spectres de séismes (22 et 130) et spectres d'explosions (phase P).

Si l'on considère, par exemple (fig. IV-2), des spectres d'explosions en Afrique du Nord et celui d'un séisme (22) en Islande, on constate effectivement que la fréquence correspondant au maximum d'énergie est plus grande dans le cas de l'explosion ; mais, si les distances sont voisines (2570 et 2540 km), ce déplacement du spectre peut être attribué aussi bien à un effet de la profondeur du foyer ou d'une anomalie de structure dans le cas du séisme d'Islande ($h \approx 30$ km, sur la crête médiane de l'océan atlantique) qu'à l'influence de la dimension de la source.

On verra, en effet (§ D et E) que le spectre est profondément modifié quand la profondeur du foyer ou la distance varie. Ainsi, le spectre d'un autre séisme naturel (130) de Turquie ($\Delta = 2400$ km ; $h = 70$ km) a son maximum en plus grande fréquence que les spectres d'explosion. Le simple aspect du spectre ne permet donc pas de distinguer une explosion d'un séisme naturel ; par contre, il est manifeste qu'une relation existe entre la dimension de la source et la position du maximum d'énergie dans le spectre.

La relation précédemment trouvée entre les spectres des ondes P et l'énergie du séisme peut, en effet,

s'expliquer par les dimensions de la source, les grands séismes provenant en général de grandes failles, et la dimension de la faille influant sur la fréquence.

C'est ce qui apparaît, dans l'hypothèse de A. BEN-MENAHÉM (1962), d'une source mobile simulant une faille, en milieu élastique. L'auteur montre que la fréquence correspondant au maximum d'énergie varie en raison inverse de la longueur de faille.

Cette conclusion est à rapprocher de celle de J. COULOMB (1965) qui considère, également en milieu élastique, le cas simple des ondes S produites par rotation d'une sphère de rayon R . Le spectre d'énergie en fonction de la fréquence f dépendra seulement de la combinaison sans dimensions fR/W , W étant la vitesse des ondes S. Si l'énergie est maximale pour une valeur numérique particulière de cette combinaison, la fréquence correspondante sera proportionnelle à W et inversement proportionnelle à R .

D. STRUCTURE DE LA CROûTE TERRESTRE.

Foyers normaux :

Le 28 mars 1964 a eu lieu un séisme de très grande magnitude (8,1/2 en moyenne, selon plusieurs sources) sur la côte sud de l'Alaska, près de la Baie du Prince Guillaume. Il a été suivi de multiples répliques, notamment du 28 au 30 mars et du 3 au 4 avril. Nous avons choisi quinze répliques dont la phase P se trouvait enregistrée de façon nette par l'appareil 6 ; leurs caractéristiques ont déjà été fournies dans le tableau 3 du chapitre III.

Les épicentres des seize séismes sont portés sur la carte (fig. IV-3) où sont également tracées les courbes bathymétriques. Toutes les cartes reproduites sont des réductions des cartes au 1/10 000 000 en projection de Mercator de l'Institut Géographique National ; les isobathes sont empruntées à la carte bathymétrique des océans publiée dans le même système de projection et à la même échelle par le Musée Océanographique de Monaco.

On voit que, sur le plan géographique, ces répliques sont réparties en deux groupes :

- a) coordonnées en moyenne $60^{\circ},2$ N, $147^{\circ},4$ W (voisinage de la Baie du Prince Guillaume) ;
- b) coordonnées en moyenne $56^{\circ},6$ N, $153^{\circ},2$ W (sud de l'île Kodiak).

Le séisme principal (49) et sept répliques font partie du groupe *a*, les huit autres répliques, du groupe *b*. Seuls le séisme principal et la douzième réplique ont leur foyer sous le continent, et la sixième se situe sous l'île Hinchinbrook. Le reste du groupe *a*

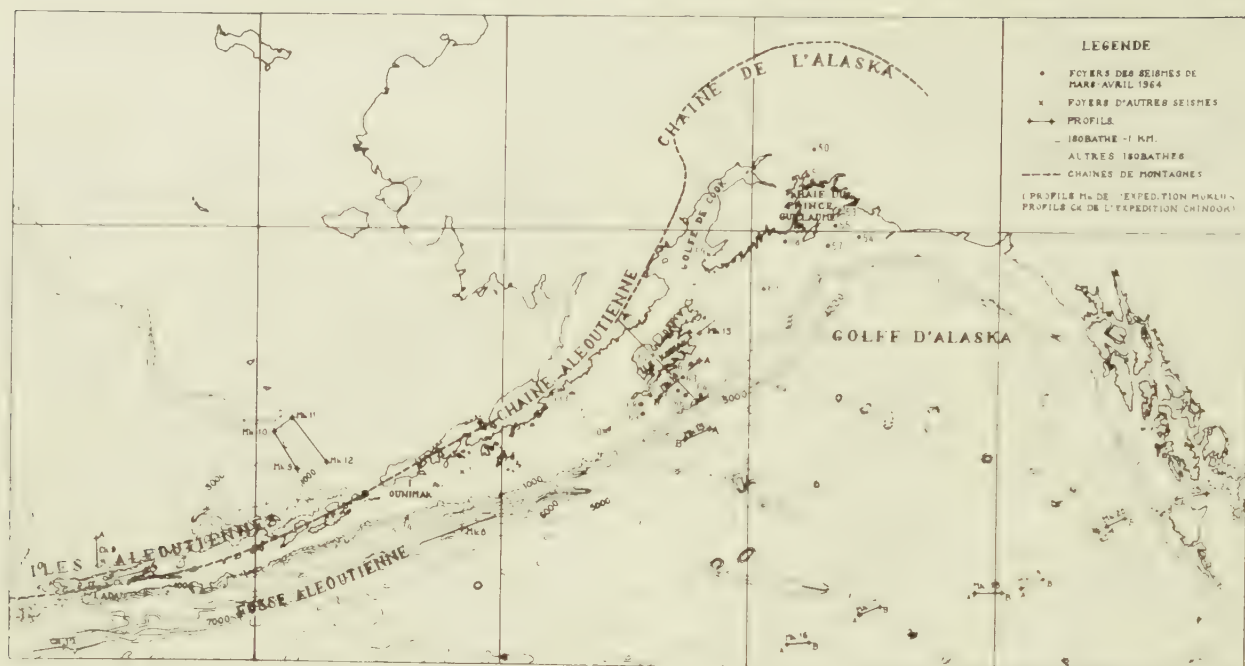


FIG. IV-3. — Épicentres des séismes et profils de réfraction.

et tous les séismes composant le groupe *b* se trouvent sous le plateau continental ou au bord de celui-ci.

Plusieurs facteurs ont déterminé notre choix des seize séismes d'Alaska comme objet d'étude. Les épicentres de ces séismes sont peu éloignés les uns des autres ; aussi leurs distances varient-elles relativement peu. Les profondeurs de foyer varient d'assez peu, de sorte que les foyers se situent dans différentes couches de la croûte et du manteau supérieur. Nous pouvons donc chercher sur les spectres de ces séismes des différences attribuables au changement du milieu entourant le foyer.

Le séisme principal et les quinze répliques ont fait l'objet, pour la phase P, d'une transformation de Fourier. Exceptionnellement la durée a été limitée à 7,2 secondes afin d'éviter, autant que possible, un mélange avec pP ou avec une réflexion dans la croûte.

Afin de vérifier les profondeurs de foyer *h* données pour ces séismes et pour six autres séismes d'Alaska (59, 133, 70, 71, 74 et 62) par U. S. C. G. S., nous avons cherché la réflexion pP et utilisé les différences pP — P de la Table Jeffreys-Bullen. Dans certains cas, ayant constaté un désaccord appréciable entre ces données et l'arrivée de la phase sur nos séismogrammes, nous avons modifié les profondeurs *h* de façon qu'elles s'accordent avec les intervalles observés.

Les profondeurs de foyer des séismes étudiés ont été comparées à la structure de la croûte terrestre, d'après les résultats obtenus par G. G. SHOR (1962),

au moyen de la réfraction sismique en mer. Cet auteur a déterminé en particulier (fig. IV-3) trois profils le long de la fosse Aléoutienne (Ck 10, Mk 8 et Mk 15), des profils au-dessus du plateau continental (Mk 11-12, Mk 14 et Mk 23) et d'autres, respectivement au-dessus des collines abyssales (Mk 16 et Mk 17), au-dessus de la plaine abyssale (Mk 18 et Mk 19) et près du talus continental à proximité du détroit de Dixon (Mk 20).

Le graphique (fig. IV-4) montre la répartition des foyers par rapport à la discontinuité de Mohorovicic définie par ces résultats de G. G. SHOR.

Les profils de réfraction y sont représentés par leurs extrémités A et B dont les abscisses sont les distances en kilomètres à la ligne bathymétrique — 1 km, distances mesurées suivant la direction PP' (fig. IV-3) dans la partie occidentale du golfe d'Alaska (graphique *b*) et suivant la direction MK 19 — MK 21 dans la partie orientale (graphique *a*).

En ordonnées, sont portées les profondeurs de la discontinuité de Mohorovicic en kilomètres au-dessous du niveau de la mer : à l'ouest, à la limite du continent (profondeur : 29 km) ; sous le plateau continental (23-24 km à l'ouest, 25 km à l'est), sous la fosse Aléoutienne (profondeur augmentant de 13,4 km près de l'île Adak à 14,6 km près du détroit d'Ounimak et à 15 km près de l'île Kodiak), sous les collines et la plaine abyssales (10-11 km) et enfin près du talus continental (9-10 km près du détroit de Dixon).

Les distances des foyers sismiques à la ligne ba-

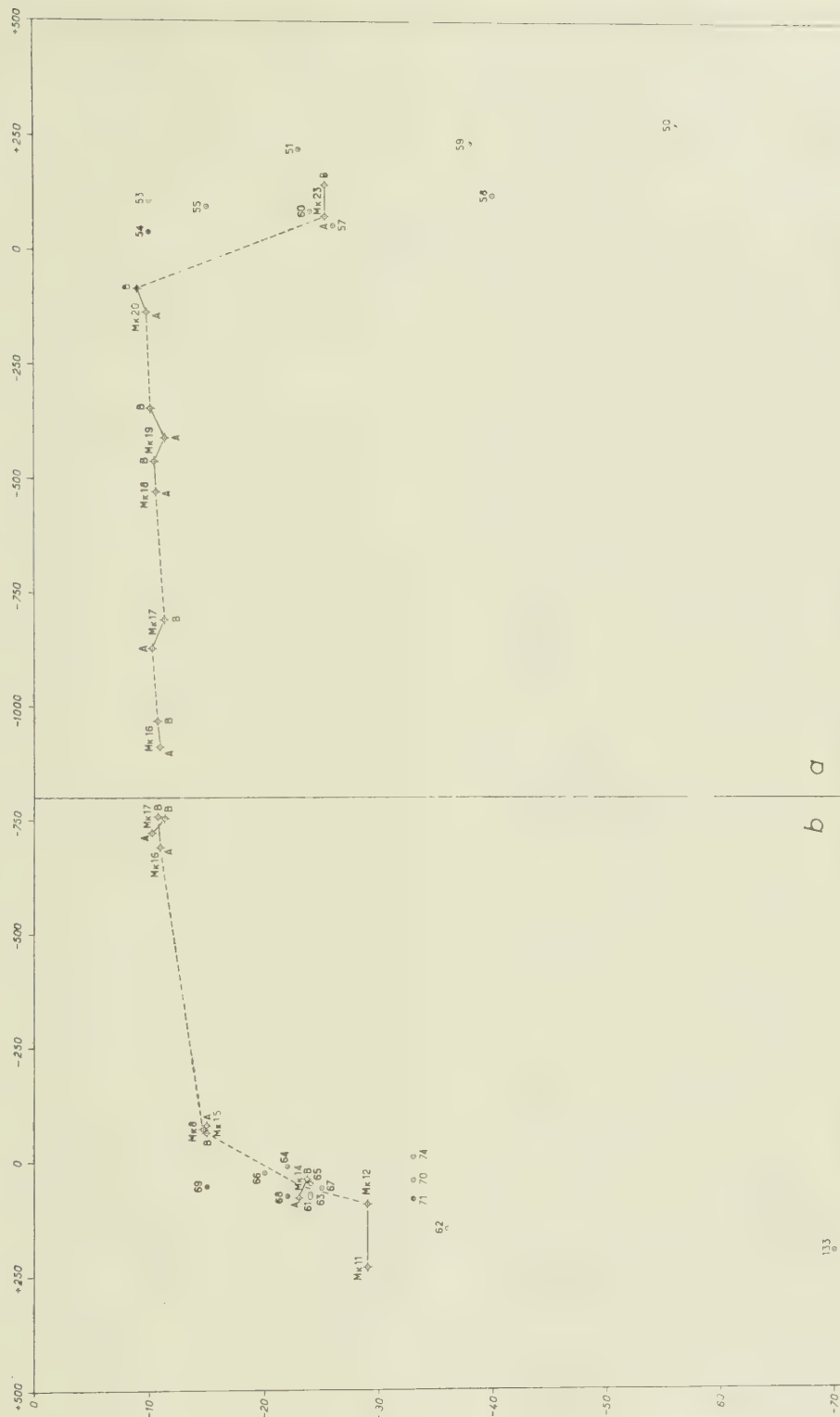


FIG. IV-4. — Répartition des foyers sismiques et discontinuité de Mohorovicic.

thymétrique — 1 km ont été mesurées, pour chacun d'eux, normalement à cette ligne ; les foyers du groupe *b* sont représentés dans la partie gauche du graphique ; ceux du groupe *a* dans la partie droite. Les profondeurs en km sont déduites du Tableau III-3.

On constate (B. MOHAMMADIOUN, 1965 *a*) que les foyers du groupe *b* s'alignent dans une bande comprise entre la structure continentale et la structure océanique (profils Mk 11-12 et Mk 15) et plongeant sous le continent. Ceux du groupe *a* se trouvent décalés par rapport aux précédents vers l'intérieur du continent, qu'on les compare, soit à la structure de la côte occidentale, dans la région du groupe *b*, soit à celle de la côte orientale, dans la région du détroit de Dixon.

Ce décalage peut s'expliquer par l'étalement des structures quand on passe de la région d'Ounimak à la baie du Prince Guillaume : la distance séparant la fosse Aléoutienne de la chaîne Aléoutienne, puis de la chaîne de l'Alaska augmente progressivement.

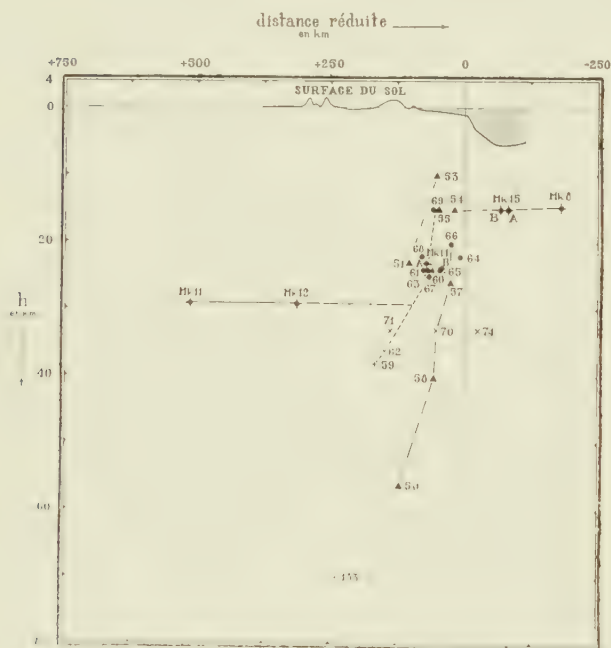


FIG. IV-5. — Répartition des foyers séismiques à la limite des structures continentale et océanique.

On a réuni, dans le graphique IV-5, les résultats relatifs aux groupes *a* et *b* en y portant, pour les rendre comparables entre eux, les distances « réduites », c'est-à-dire les distances vraies multipliées par le rapport entre 1) la distance séparant l'isobathe — 1 km de la chaîne Aléoutienne, sur le profil PP' et 2) la distance séparant l'isobathe — 1 km, d'une part, de la chaîne de l'Alaska ou de la chaîne Aléoutienne, d'autre part.

Les foyers du groupe *a* se placent alors dans la bande définie par ceux du groupe *b*.

Les spectres d'énergie (figure IV-6) se classent en quatre groupes correspondant à des alignements sensiblement parallèles à l'intérieur de la bande définie ci-dessus :

1. Les spectres de la colonne I caractérisant les séismes dont les foyers sont situés dans la croûte continentale ; ils se présentent sous forme d'une bande étroite dans les basses fréquences (de 0,1 à 0,25 Hz), avec un déplacement du maximum vers les hautes fréquences dans le séisme le moins profond (bande entre 0,35 et 0,5 Hz). La forme du spectre (51) du séisme principal (bande très étroite et maximum de très basse fréquence) s'explique par la grande énergie de ce séisme principal qui n'est donc pas comparable aux autres (voir p. 78).

2. Une série de six spectres doubles (colonne II), avec des maximums bien séparés, l'un dans les basses fréquences (vers 0,2 Hz), l'autre dans les hautes fréquences (0,4 Hz pour 55 et 69, 0,55 pour les autres). On peut penser que l'alignement des foyers correspondants définit la limite entre la structure continentale et la structure océanique ; cet alignement sépare les foyers du premier groupe des deux groupes suivants.

3. et 4. Dix spectres caractérisant les séismes du manteau supérieur : ils comportent une large bande dont le maximum se situe à des fréquences plus basses pour les séismes de la colonne III (de 0,1 à 0,35 Hz pour 66, 60, 57, 70 et 71 ; de 0,1 à 0,5 Hz pour 58 et 50) que pour ceux de la colonne IV (bande entre 0,2 et 0,45 Hz). On remarque le déplacement de ce maximum vers les hautes fréquences quand la profondeur augmente. Les pentes moyennes des quatre alignements observés sont comprises entre 20 et 30 %.

Grâce à la concentration des épacentres dans une zone géographique restreinte, ainsi qu'à celle des distances dans un faible intervalle (de 7650 à 8000 km pour le groupe *a*, de 8200 à 8400 km pour le groupe *b* et 8600 et 8750 pour 71 et 74), l'étude des séismes d'Alaska met ainsi en évidence une étroite relation entre les propriétés élastiques du milieu et les spectres d'énergie qui doivent donc permettre de préciser les structures intéressées.

E. STRUCTURE DU MANTEAU.

I. FOYERS PROFONDS.

Si l'on se reporte aux tableaux IV-5 et IV-6 donnant la liste des séismes profonds, on constate que quatre d'entre eux ont leur foyer dans la partie

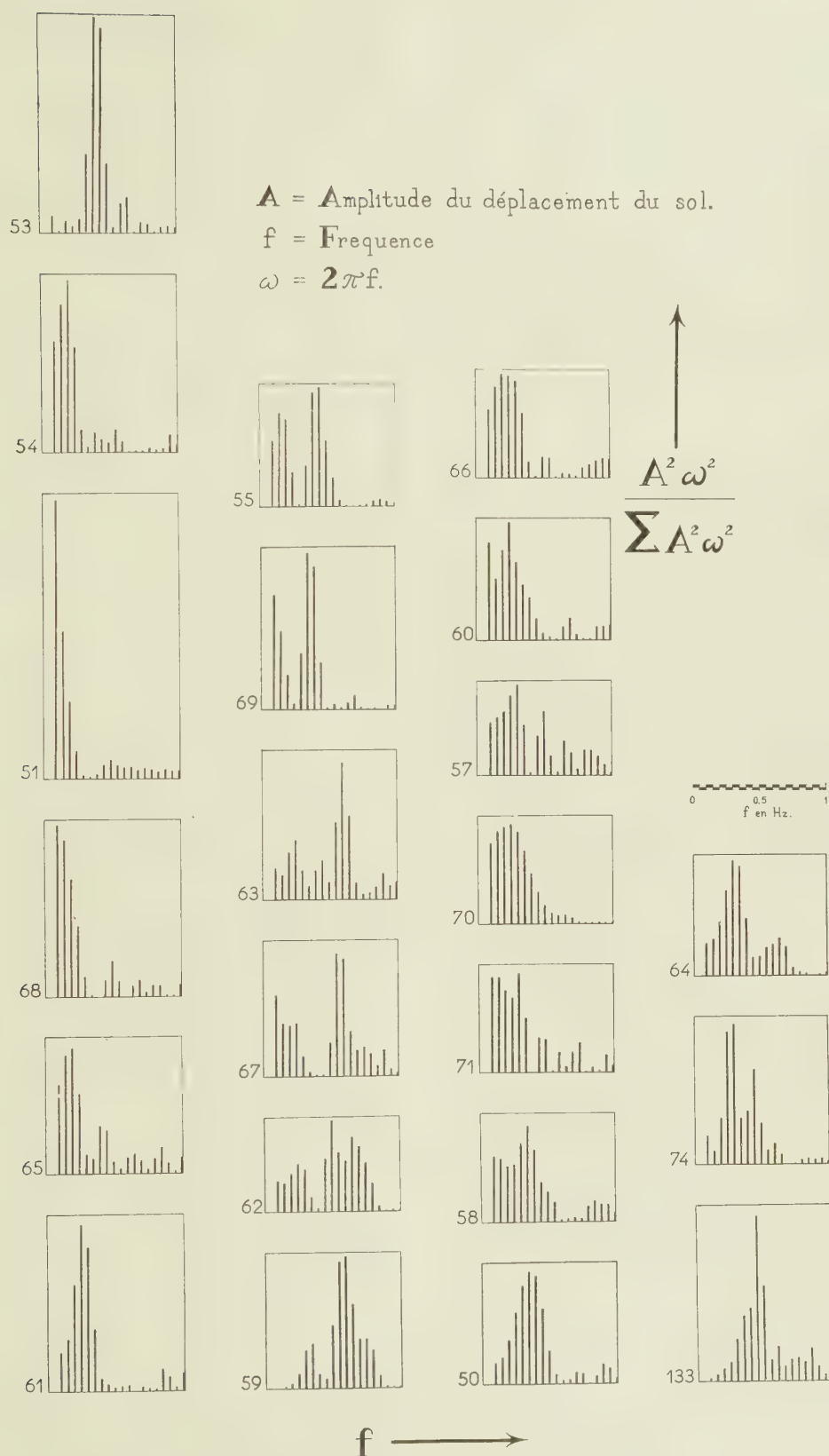


FIG. IV-6. — Spectres des ondes P (séismes d'Alaska).

orientale du bassin méditerranéen, à des distances de Garchy de 2000 à 3000 km, et un dans l'Hindou-Kouch, tandis que tous les autres sont situés dans la ceinture circum-pacifique, à des distances comprises soit entre 8000 et 13000 km (Kouriles, Japon, Amérique du Sud, Mer de Banda), soit entre 16000 et 18000 km (Nouvelles-Hébrides, Fidji, Tonga, Kermadec).

Dans chacun des groupes précédents, on a comparé entre eux les spectres des séismes de distances voisines afin d'éliminer l'influence de la variation de distance et de mettre en évidence l'effet de la profondeur du foyer sur la répartition d'énergie dans le spectre (B. MOHAMMADIOUN, 1965 b).

Phase PKIKP.

La zone sismique située au sud-ouest de l'Océan Pacifique fournit un groupe de séismes compris dans un intervalle étroit de distances (16000 à 17200 km) alors que leurs profondeurs de foyer s'échelonnent entre la profondeur normale et 650 km. Ces séismes se prêtent donc particulièrement bien à l'étude des spectres en fonction de la profondeur de foyer.

Les foyers les moins profonds se groupent, à l'ouest, le long de la fosse des Nouvelles-Hébrides, à l'est, le long de la fosse de Kermadec-Tonga, encadrant les foyers plus profonds des Nouvelles-Hébrides et des îles Fidji (figure IV-7). Des travaux de réfraction sismique dans l'Océan Pacifique ont été effectués par R. W. RAITT (1956). Les profils s'étendent entre les longitudes de 162° E. et 112° W. et entre les latitudes 22° S et 28° N (figure IV-7).

Le graphique (figure IV-8) montre la position des foyers dans des plans verticaux et normaux aux directions des fosses : dans la partie gauche de la figure, les foyers des Nouvelles-Hébrides; dans la partie droite, ceux de Tonga, de Kermadec et de Fidji. En ordonnées sont portées les profondeurs en kilomètres au-dessous du niveau de la mer; en abscisses on a porté : dans la partie gauche de la figure, les distances des foyers à la fosse des Nouvelles-Hébrides, mesurées normalement à la ligne de profondeur maximale; dans la partie droite, les distances à la fosse Kermadec-Tonga. Nous avons porté sur la même figure les profondeurs de la surface de Mohorovicic obtenues par la réfraction sismique.

On constate que les foyers s'alignent sensiblement le long de deux plans inclinés, plongeant sous le bassin des Fidji (sud Fidji); la dispersion plus grande des foyers des Fidji correspond à l'étalement des isobathes quand on se déplace du sud vers le nord.

Nouvelles-Hébrides, Fidji. Les spectres des on-

des PKIKP provenant de ces séismes et enregistrées à Garchy sont représentés dans la colonne VI de la figure IV-9.

On a montré précédemment que les ondes longitudinales P des séismes du manteau supérieur en Alaska étaient caractérisés par des spectres présentant une bande large dont le maximum se déplace vers les hautes fréquences quand la profondeur augmente. On voit que les spectres des ondes PKIKP provenant de la zone sismique du sud-ouest du Pacifique font apparaître la même variation en fonction de la profondeur jusqu'à 120 km.

Les trois spectres suivants, correspondant à des profondeurs respectives de 141, 183 et 216 km, sont au contraire caractérisés par une bande d'énergie de basse fréquence, tandis que le déplacement du maximum vers les hautes fréquences est de nouveau observé dans les spectres suivants. Les spectres à basses fréquences caractérisent manifestement les foyers situés dans la couche à faible vitesse et permettent d'attribuer à cette dernière des limites comprises, respectivement, entre 120 et 141 km et entre 216 et 244 km.

Au-dessous de la couche à faible vitesse, les foyers sismiques sont peu nombreux; les quelques spectres d'ondes PKIKP qui ont pu être étudiés montrent un déplacement du maximum d'énergie vers les hautes fréquences jusqu'à 450 km (244, 311 et 447 km), puis en sens inverse à 565 km. A une profondeur de 640 km apparaît un spectre double.

Îles Tonga et Kermadec. Les deux séismes des îles Tonga et Kermadec (colonne VII) dont les distances sont comprises entre 17500 et 18500 km montrent la même variation; le foyer du premier, à 158 km, étant dans la couche à faible vitesse, le spectre a un maximum de basse fréquence, tandis que le foyer du second, à 235 km, montre déjà un déplacement du maximum vers les hautes fréquences, ce qui conduit à situer entre 216 et 235 km la limite inférieure de la couche à faible vitesse.

Îles Santa Cruz. Trois autres séismes de la même région (îles Santa Cruz, colonne V) pour lesquels les distances sont inférieures à 16000 km montrent le déplacement du maximum vers les hautes fréquences entre le séisme normal (43 km) et le foyer à 77 km, puis un spectre de basse fréquence, caractérisant la couche à faible vitesse, à 151 km.

Îles Salomon, Mer de Banda. A des distances encore plus courtes, on trouve deux séismes profonds : Mer de Banda, vers 13000 km et îles Salomon à 14500 km, avec des profondeurs de foyer respectives de 574 et 510 km (colonne V); la fréquence correspondant au maximum est un peu plus basse dans le séisme le plus profond.

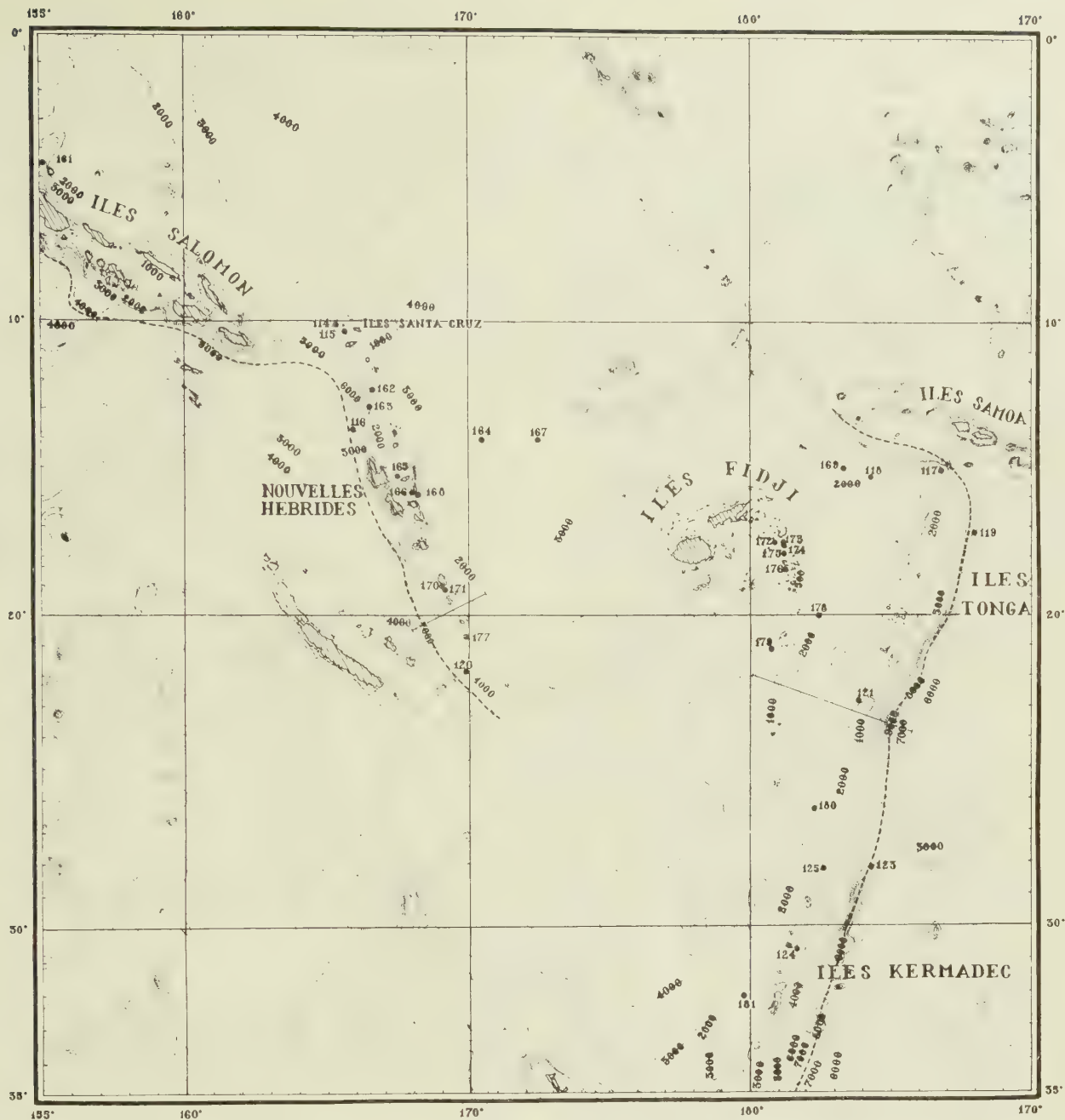


FIG. IV-7. — Épicentres des séismes profonds dans la zone sud-ouest de l'Océan Pacifique.

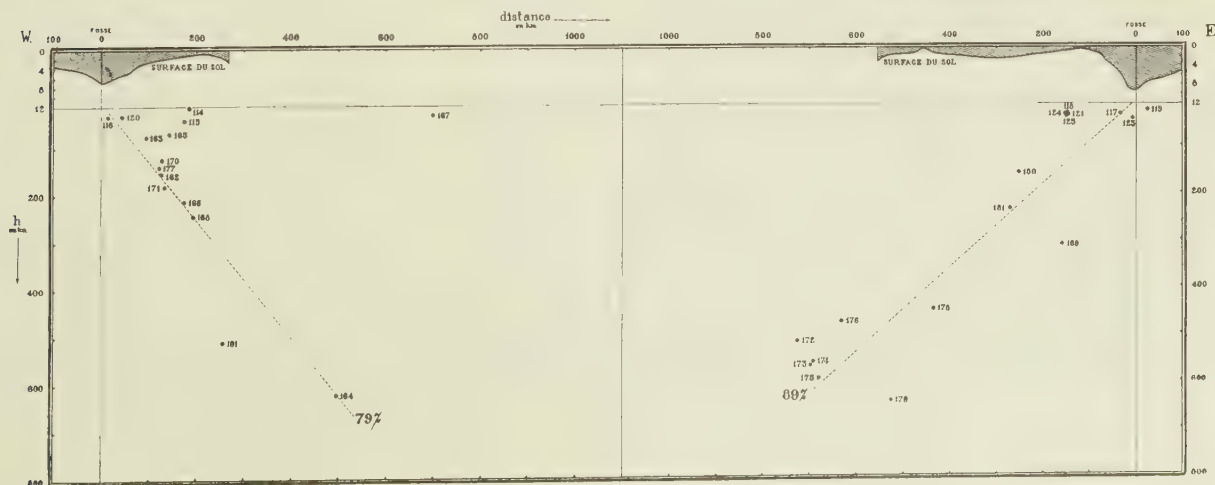


FIG. IV-8. — Répartition des foyers profonds par rapport aux fosses des Nouvelles Hébrides et de Kermadec-Tonga.

Phase P

Les mêmes phénomènes sont visibles dans les spectres des ondes longitudinales P.

Méditerranée orientale. Dans la colonne I de la figure IV-9, les spectres de trois séismes profonds de la Méditerranée orientale, à des distances de Garchy comprises entre 1960 et 2390 km, montrent le déplacement du maximum vers les hautes fréquences quand la profondeur augmente de 70 à 100 km et le décalage très net, vers les basses fréquences, du spectre (128) relatif à un foyer situé à 160 km de profondeur.

Deux autres séismes ayant leur foyer l'un au sud de l'île de Chypre, à 2920 km de Garchy et à 100 km de profondeur, l'autre dans l'Hindou-Kouch à une distance de 5570 km et à une profondeur de 207 km, confirment les résultats ci-dessus : le spectre du

premier (colonne II) montre clairement la concentration de l'énergie dans les hautes fréquences ; le foyer de l'Hindou-Kouch, situé dans la couche à faible vitesse, correspond à un spectre de basse fréquence (colonne II) comme dans le cas précédent (128).

Les spectres des colonnes III et IV correspondant à des foyers situés à 9.000 ou 10.000 km sont, dans l'ensemble, de plus basse fréquence que les précédents ; cet effet résulte, comme on le verra plus loin (fig. IV-17), de l'absorption au cours de la propagation dans la partie inférieure du Manteau ; mais les mêmes variations apparaissent dans ces spectres en fonction de la profondeur du foyer.

Kouriles (distances de 8700 à 9300 km). Les séismes normaux se groupent, pour la plupart, le long de la fosse des Kouriles tandis que les séismes profonds se trouvent dans la mer d'Okhotsk (figure IV-10).

Le graphique (figure IV-11) montre leur réparti-



FIG. IV-10. — Épicentres des séismes des Kouriles et du Japon.

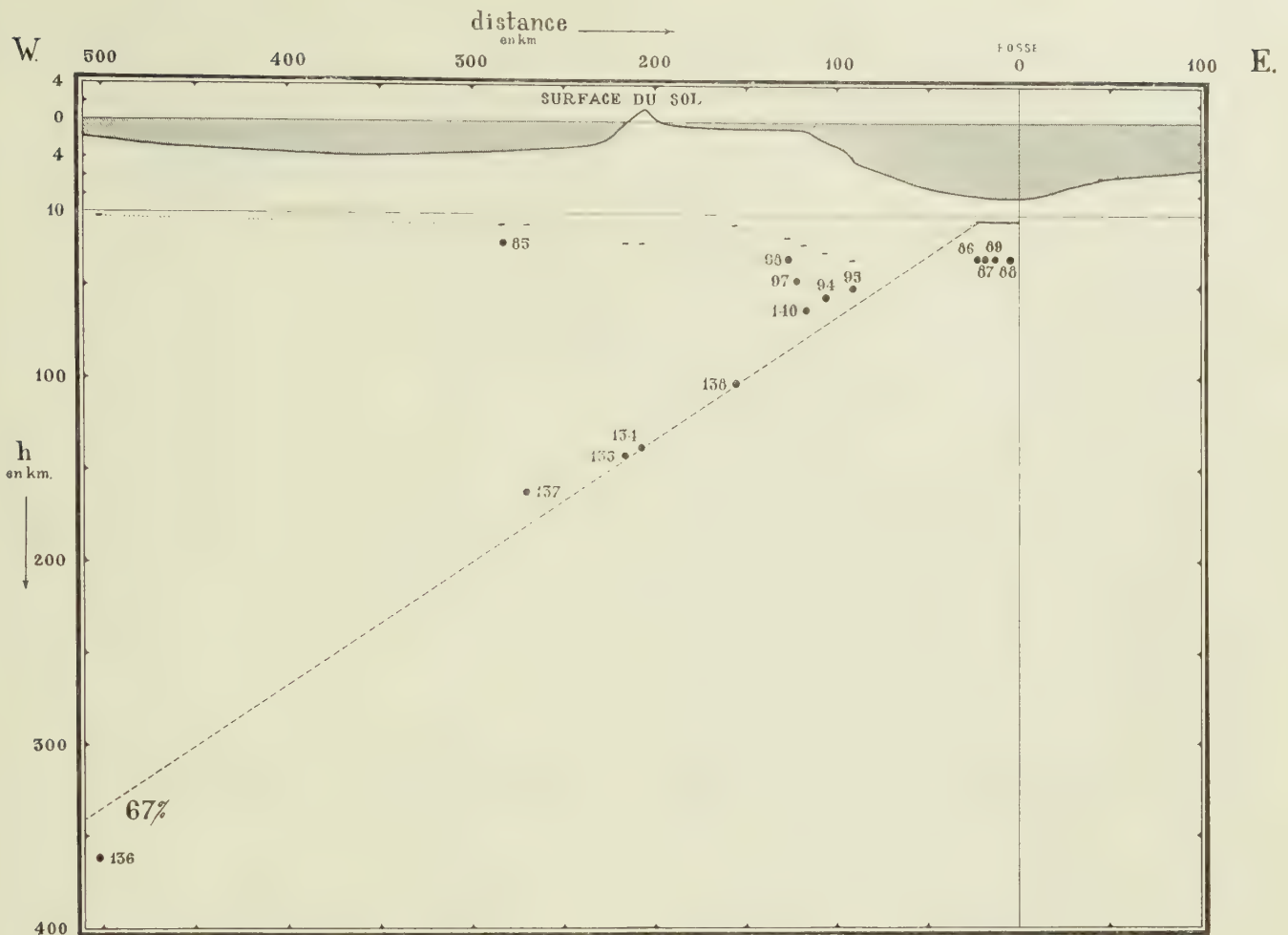


FIG. IV-11. — Répartition des foyers par rapport à la fosse des Kouriles.

tion au voisinage d'un plan incliné plongeant sous le continent. On remarque de nouveau que la dispersion des foyers peu profonds correspond à l'étalement des structures du nord-est vers le sud-ouest : le cordon des îles s'écarte de la fosse. Les profondeurs de la discontinuité de Mohorovicic sont représentées, en haut de la figure, d'après les lignes de niveau publiées par FEDOTOV, BAGDASAROVA, KUZIN et TARAKHANOV (1963).

Les spectres correspondants sont reproduits dans la colonne III de la figure IV-9. Le séisme (85) a son foyer à la base de la croûte, son spectre est sélectif et de basse fréquence. Le séisme (98) a son foyer à proximité de la discontinuité de Mohorovicic, probablement au-dessous de celle-ci ; son spectre est un peu plus étalé que le précédent. Ce caractère s'accroît dans les spectres (97) et (94), avec un dédoublement du maximum dans le dernier, ce qui avait déjà été observé dans les séismes de l'Alaska.

Le spectre (138), correspondant à une profondeur de foyer de 101 km, montre clairement le déplacement du maximum vers les hautes fréquences. A 136 km, on observe un dédoublement du spectre (134) tandis qu'aux plus grandes profondeurs [(135) à 140 km ; (137) à 160 km], le maximum est déplacé vers les basses fréquences. Au-dessous de la couche à faible vitesse, à 362 km, le maximum se trouve de nouveau dans les fréquences élevées.

Japon et Amérique latine. Dans le prolongement des îles Kouriles vers le sud-ouest, les foyers des séismes étudiés se groupent à l'ouest de la fosse du Tuscarora et de Bonin ; les distances varient de 9300 à 10500 km. La répartition des foyers profonds au voisinage d'un plan incliné apparaît dans le graphique (figure IV-12).

Les séismes d'Amérique latine (distances de 9200 à 10500 km) comprennent quelques séismes normaux proches de la fosse du Pérou et du Chili et de

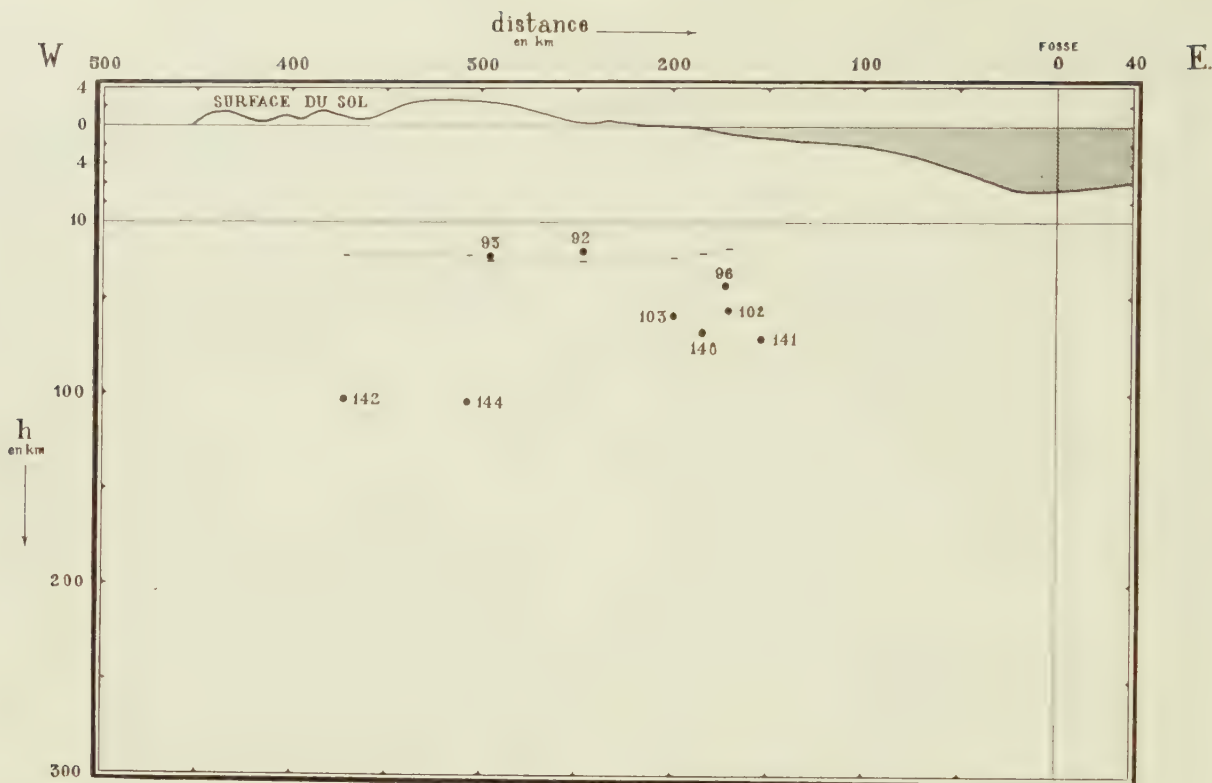


FIG. IV-12. — Foyers profonds à l'ouest de la fosse du Tuscara et de Bonin.

la fosse d'Amérique centrale (figure IV-13) ; les foyers profonds se situent (figure IV-14) pour la plupart à proximité d'un plan incliné plongeant sous le continent ; seuls les foyers (99) et (149) s'écartent notablement de ce plan.

Les foyers de ces deux régions séismiques se trouvant dans le même intervalle de distances, leurs spectres ont été réunis dans la colonne IV de la figure IV-9. L'examen de ces spectres permet de noter un étalement progressif vers les hautes fréquences quand la profondeur augmente jusqu'à 125 km, tandis qu'à 140 km, les hautes fréquences ont disparu. A grande profondeur, on observe un spectre étalé à 411 km, un déplacement du maximum vers les hautes fréquences quand on passe de 411 km à 543 km, puis le dédoublement des trois derniers spectres, à 620, 626 et 649 km.

Au-delà de la profondeur de 650 km, on ne disposera plus, pour étudier les propriétés élastiques du manteau, que de la méthode consistant à considérer, en fonction de la distance, les spectres des ondes longitudinales P issues de séismes normaux ; on pourrait éventuellement comparer entre eux des séismes ayant leur foyer à la même profondeur, mais le nombre des séismes profonds enregistrés en

une seule station est insuffisant pour définir ainsi une loi de variation en fonction de la distance.

Résumé.

Les résultats précédents sont réunis dans les graphiques de la figure IV-15 représentant, en fonction de la profondeur du foyer, la fréquence qui correspond au maximum d'énergie de chacun des spectres. Cette position du maximum a été définie par la valeur f de la fréquence telle que

$$\sum_{i=a}^{i=f} E_i \left/ \sum_{i=a}^{i=b} E_i \right. = 1/2$$

lorsqu'on délimite la bande ab en négligeant les énergies inférieures à 6 % de l'énergie totale. Un spectre est considéré comme double lorsque des énergies inférieures à 6 % de l'énergie totale séparent deux bandes principales d'énergie ; la position du maximum est alors calculée par la même formule dans chacune des deux bandes définies comme ci-dessus.

On voit que la limite supérieure de la couche à faible vitesse est bien marquée dans tous les graphiques par la baisse rapide de fréquence qui permet



FIG. IV-13. — Épicentres des séismes d'Amérique latine.

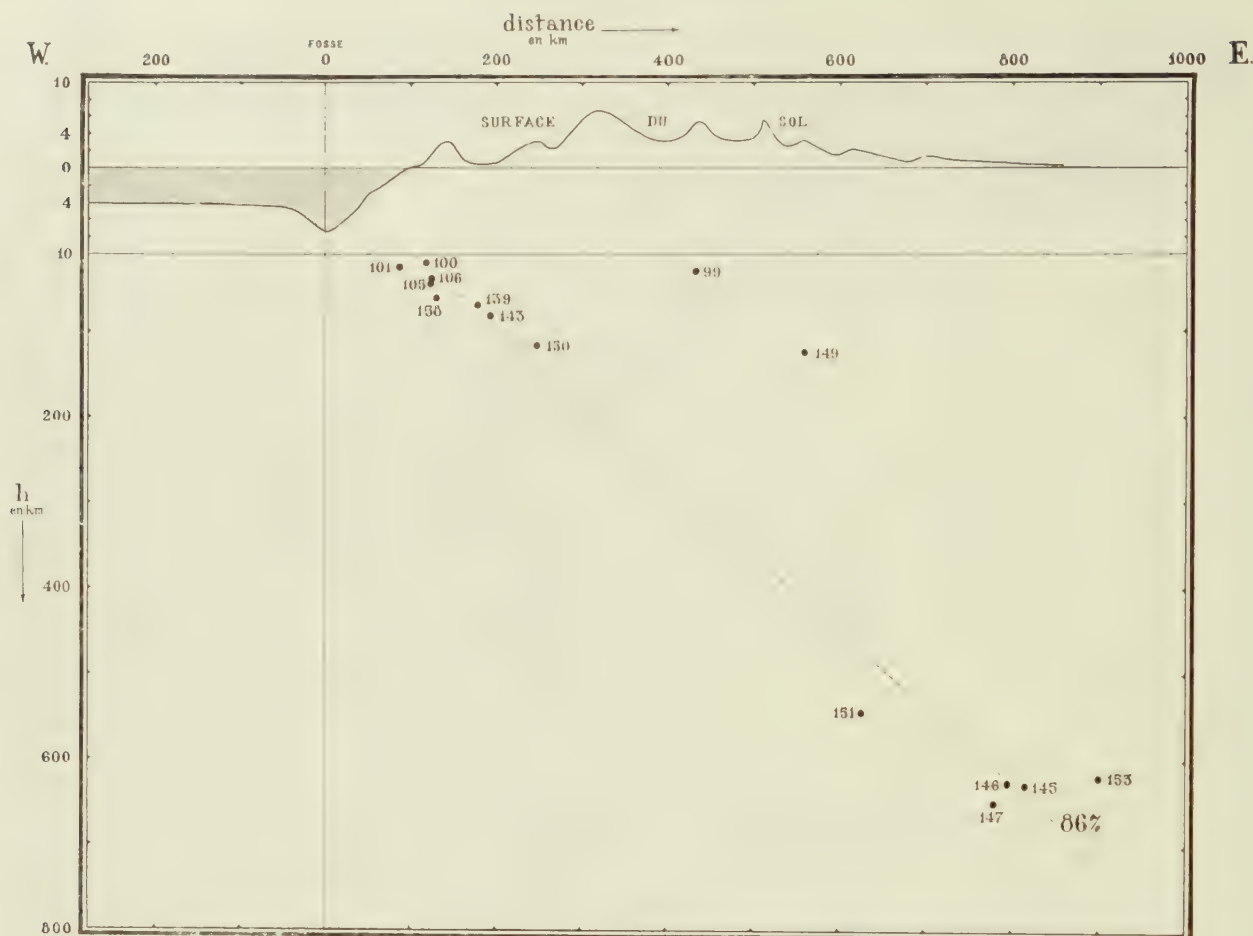


FIG. IV-14. — Répartition des foyers profonds par rapport aux fosses d'Amérique latine et d'Amérique centrale.

de lui assigner une profondeur moyenne comprise entre 125 et 140 km. Sa limite inférieure n'est mise en évidence que dans le cas des séismes des Fidji, Nouvelles Hébrides, Tonga, à une profondeur comprise entre 216 et 235 km.

La deuxième couche caractérisée par des spectres de basse fréquence apparaît dans le cas des séismes de l'Amérique latine et des îles Fidji. On peut assigner à la limite supérieure de cette couche une profondeur comprise entre 540 et 620 km.

II. SPECTRES DES SÉISMES NORMAUX EN FONCTION DE LA DISTANCE.

Phase P.

Les déplacements du maximum d'énergie qui ont été mis en évidence quand la profondeur du foyer varie se retrouvent lorsqu'on considère les spectres de séismes normaux en fonction de la distance, mais

le phénomène est, d'une manière générale, atténué et plus progressif [B. MOHAMMADIOUN, 1965 b, 1966].

La première colonne de la figure IV-16 montre les spectres des ondes Pn et P de séismes normaux ayant leurs foyers respectifs en Suisse, en Italie, en Espagne, au Portugal, en Yougoslavie, en Algérie et en Grèce.

Les quatre premiers spectres, qui se rapportent à des ondes Pn, présentent un maximum d'énergie dans les grandes fréquences ; les deux premiers sont plus étalés vers les grandes fréquences que les deux suivants. Ensuite, on n'observe, pour des distances de 1180 et 1270 km, qu'un petit déplacement du maximum vers les basses fréquences tandis que le spectre correspondant à la distance de 1420 km se distingue nettement des précédents par la concentration de l'énergie dans les basses fréquences ; il correspond à l'onde P réfractée dans la partie supérieure du manteau. Dans les spectres suivants, lorsqu'augmente la profondeur atteinte par le point le plus bas de la trajectoire, le maximum se déplace

progressivement vers les plus hautes fréquences, jusqu'à la distance de 1880 km.

Au-delà (colonne II), le déplacement en sens contraire correspond à la pénétration progressive de la trajectoire dans la couche à faible vitesse,

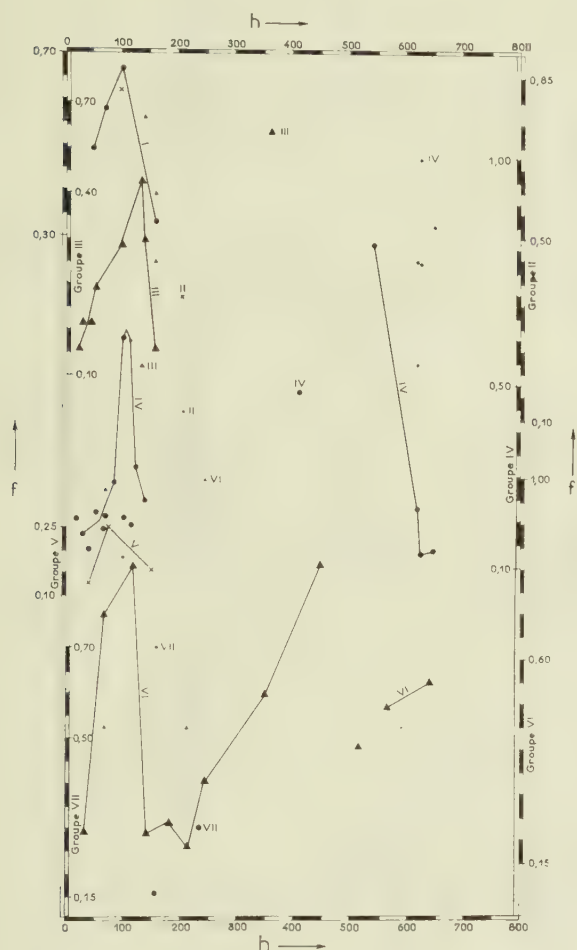


FIG. IV-15. — Déplacement du maximum d'énergie en fonction de la profondeur du foyer.

jusqu'à une distance de 2180 km. Les spectres obtenus de 2280 km à 2540 km ont de nouveau leur maximum déplacé vers les hautes fréquences.

Les sept spectres, de 2540 à 3030 km, présentent une bande dont la largeur diminue en fonction de la distance, le maximum d'énergie se décalant vers les basses fréquences : le dernier (3030 km) se réduit à une étroite bande dans les basses fréquences. Les seize spectres suivants (de 4060 à 7240 km) montrent de nouveau des bandes étalées, tandis que la fréquence du maximum d'énergie se déplace gra-

duellement vers les fréquences élevées. A partir de 7650 km, l'énergie se concentre dans une bande plus étroite, en même temps que le maximum se déplace rapidement vers les basses fréquences. Entre 8800 et 10.000 km, les spectres présentent une bande étroite dans les basses fréquences.

Ces résultats sont résumés dans la figure IV-17 représentant, en fonction de la distance : par un point, la position du maximum définie comme précédemment et, par un segment de droite, la largeur de la bande comprenant l'ensemble des valeurs supérieures à 6 % de l'énergie totale.

Les déplacements du maximum d'énergie quand la distance augmente correspondent à la pénétration progressive de la partie inférieure de la trajectoire dans une nouvelle couche ayant des propriétés absorbantes différentes. En vue de situer les limites des couches ainsi mises en évidence, on a tracé le graphique IV-18 qui montre comment varient, en fonction de la profondeur du point le plus bas de la trajectoire, la largeur des spectres et la fréquence correspondant au maximum d'énergie. On a porté en abscisses la profondeur z du point le plus bas de la trajectoire, d'après la courbe $z(\Delta)$ déduite des Tables de Jeffreys-Bullen.

Deux couches caractérisées par des spectres de basses fréquences sont ainsi mises en évidence dans le Manteau inférieur : la première est délimitée, si l'on admet la loi $z(\Delta)$ de Jeffreys-Bullen, entre 650 et 950 km, par les déplacements en sens contraires du maximum d'énergie de part et d'autre de ces limites. La limite supérieure avait été située entre 540 et 620 km d'après les séismes profonds ; elle est voisine de la profondeur à laquelle la disparition des foyers séismiques manifeste un changement rapide des propriétés élastiques du milieu. La profondeur de 950 km peut être rapprochée de celle qui est admise par Bullen comme limite entre les couches C et D (984 km), ainsi que de la discontinuité signalée par Repetti (945 km) et par Nguyen-Hai (920 km).

La distance de 8800 km, à laquelle la deuxième couche se manifeste, correspond, toujours dans l'hypothèse $z(\Delta)$ de Jeffreys-Bullen, à une profondeur de 2300 km ; l'existence de cette couche est démontrée par de nombreuses observations ; la zone de transition également bien observée entre 7650 et 8800 km et qui correspond à une rapide décroissance de la fréquence quand la profondeur du point le plus bas de la trajectoire passe de 1.850 à 2.000 km, moins rapide ensuite, pourrait correspondre à une couche intermédiaire, mais elle peut s'expliquer aussi par la pénétration progressive de la trajectoire dans la couche inférieure dont la limite serait alors située à 1.850 km.



FIG. IV-16. — Spectres des ondes P des séismes normaux.

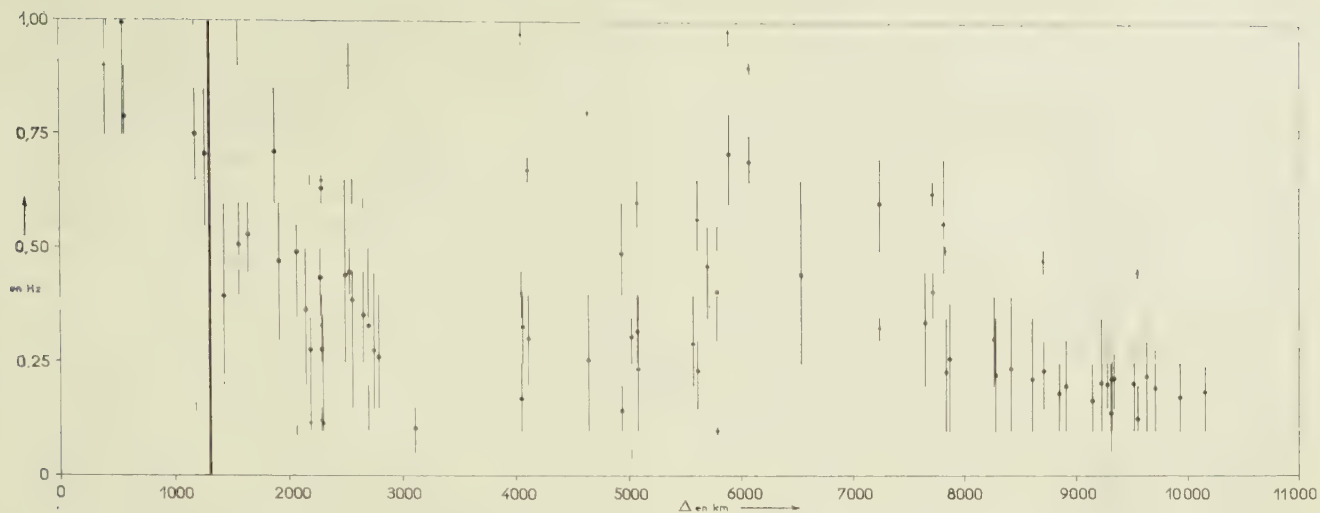


FIG. IV-17. — Déplacement du maximum d'énergie en fonction de la distance.

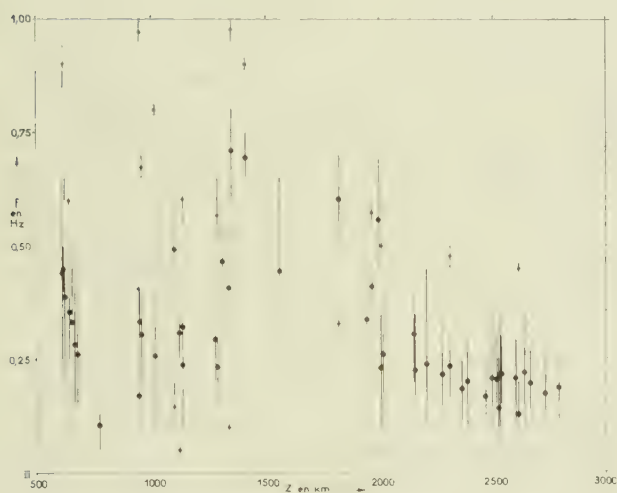
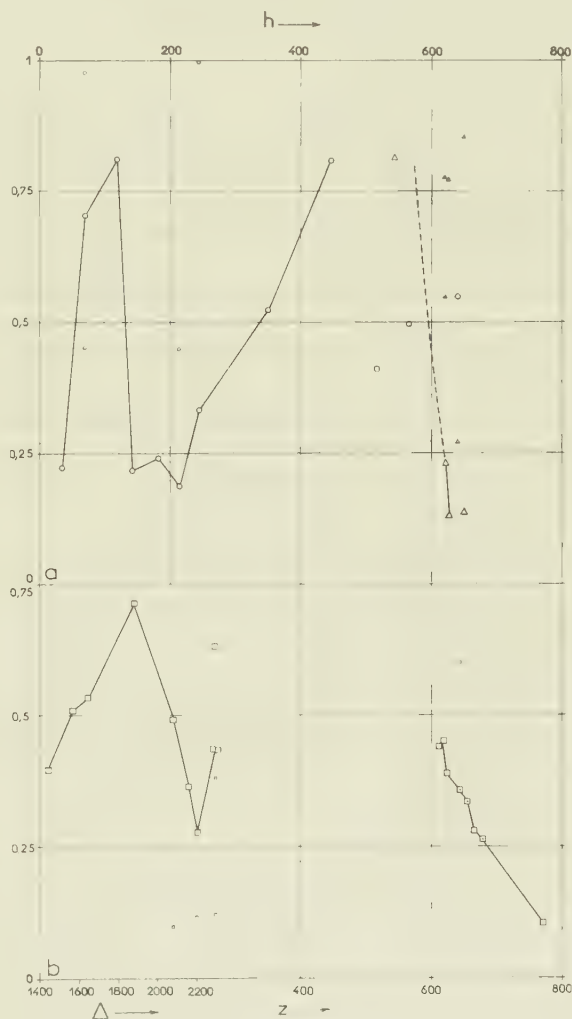


FIG. IV-18. — Déplacement du maximum d'énergie en fonction de la profondeur.

Comparaison des résultats obtenus dans l'étude des séismes profonds à une distance donnée et dans celle des séismes normaux en fonction de la distance

La partie supérieure *a* de la figure IV-19 reproduit les graphiques donnant la fréquence du maximum d'énergie en fonction de la profondeur du foyer, d'après les séismes des îles Fidji et ceux d'Amérique latine. La partie inférieure *b* montre comment varie cette fréquence en fonction de la distance ou en fonction de la profondeur du point le plus bas de la trajectoire : en deçà de 2.300 km, faute de données suffisantes pour calculer les profondeurs, on s'est contenté de porter les observations en fonction de la distances, en choisissant une échelle convenable pour

FIG. IV-19. — Comparaison des résultats relatifs aux séismes profonds (*a*) et aux séismes normaux (*b*).

faire correspondre entre eux le maximum et le minimum des deux graphiques. Dans la partie droite de la figure, on a porté en abscisses la profondeur z du point le plus bas de la trajectoire, d'après la courbe $z(\Delta)$ déduite des Tables de Jeffreys-Bullen.

La première chute rapide de fréquence, dans les graphiques a et b , correspond à la limite supérieure de la couche à faible vitesse du Manteau supérieur ; la brusque augmentation qui la suit, à la limite inférieure de cette couche. On remarque que la chute brusque de fréquence du graphique a est remplacée, dans le graphique b , par une baisse progressive s'étendant à toute l'épaisseur de la couche et correspondant à l'augmentation progressive de la longueur de trajectoire contenue dans cette couche.

Dans la partie droite de la figure, on voit que les deux branches de courbes a et b se correspondent et conduisent à la même profondeur pour la limite supérieure de la couche II définie, comme pour la première couche, par le début de la baisse de fréquence.

Phase PP.

L'analyse par transformation de Fourier a été faite sur la phase PP d'un certain nombre de séismes normaux, en vue d'étudier la variation du spectre en fonction de la distance et de la comparer à celle qui a été trouvée pour la phase P.

Les spectres obtenus sont représentés dans la figure IV-20. Si l'on veut comparer entre eux les spectres des phases P et PP, on doit faire correspondre un spectre à la distance Δ pour la phase P à un spectre à la distance 2Δ pour la phase PP pour que la profondeur du point le plus bas de la trajectoire soit la même dans les deux phases. On constate que, d'une manière générale, l'énergie est concentrée dans une bande de fréquences plus basses dans le cas des PP que dans celui des P.

Ce résultat est à rapprocher du résultat d'observation bien connu concernant la période apparente plus grande dans la phase PP que dans la phase P. H. JEFFREYS et E. R. LAPWOOD (1957) ont proposé d'expliquer les grandes périodes observées dans la phase PP par le temps de propagation de cette phase qui, contrairement à celui de la phase P, est seulement stationnaire, sans être minimum [H. BOUASSE, 1927]. Une autre circonstance peut également être invoquée car la phase PP enregistrée est en réalité la superposition d'ondes réfléchies à la surface, à la base de la croûte ou à l'intérieur de cette dernière.

On retrouve dans les ondes PP comme dans les ondes P le même déplacement du maximum d'énergie en fonction de la distance : après un spectre très étalé ayant un maximum de fréquence relativement élevée, on observe à 5620 km un spectre de basse

fréquence caractérisant la couche à faible vitesse, puis le déplacement du maximum vers les hautes fréquences jusqu'à 7 200 km ; ensuite un déplacement en sens inverse de 7 460 à 9 280 km correspond à la deuxième couche de basse fréquence. Entre 11150 et 15940 km, la plupart des spectres sont étalés et le maximum correspond à des fréquences plus élevées. A partir de 16920 km, les spectres étroits et de basse fréquence caractérisent la troisième couche, à la base du manteau.

Ces résultats sont résumés dans les graphiques IV-21 et IV-22 représentant la variation des spectres, le premier en fonction de la distance et le second en fonction de la profondeur z du point le plus bas de la trajectoire, calculée, comme précédemment, en admettant la loi $z(\Delta)$ de Jeffreys-Bullen. Ils confirment, dans l'ensemble, les conclusions déduites de l'étude de la phase P. Les variations sont atténuées, surtout aux grandes distances, ce qui s'explique facilement par la complexité du trajet parcouru.

Le spectre d'un séisme profond des îles Kermadec ($h = 235$ km) montre, comme celui de la phase PKIKP du même séisme, une fréquence plus élevée du maximum d'énergie, par rapport aux séismes normaux enregistrés à la même distance ; il résulte de ces deux observations que le foyer doit se trouver au-dessous de la couche à faible vitesse.

Phase pP.

Quatre spectres relatifs à la phase pP de séismes profonds sont représentés dans la colonne I de la figure IV-23, en fonction de la profondeur du foyer ; pour faciliter la comparaison, les spectres de la phase P ont été reproduits dans la colonne II. Les trois premiers spectres présentent une certaine similitude d'aspect dans les deux phases ; ils montrent le déplacement du maximum vers les hautes fréquences quand la profondeur augmente, mais cet effet est moins marqué dans le cas de pP.

A la limite de la deuxième couche à basse fréquence (626 km), le spectre de la phase P est dédoublé tandis que les hautes fréquences sont très réduites dans celui de la phase pP où subsiste seule la bande de basse fréquence.

Ainsi, comme dans la phase PP, on constate, dans la phase pP, une diminution de l'énergie relative des hautes fréquences, par rapport aux spectres des ondes P.

Phase PcP.

Dans la colonne I de la figure IV-24 sont reproduits, en fonction de la distance, trois spectres concernant la phase PcP de séismes normaux à

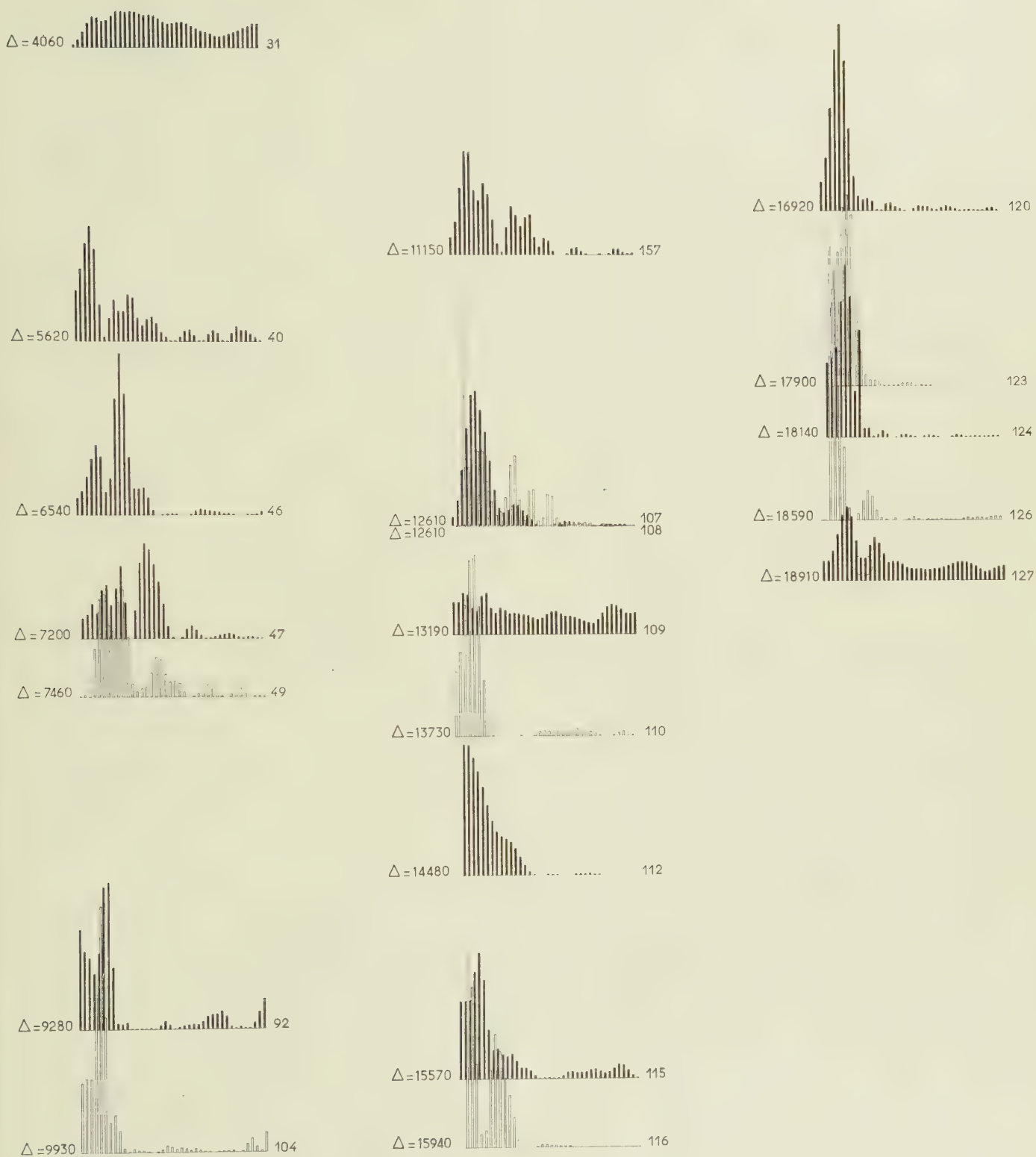


FIG. IV-20. — Spectres de la phase PP.

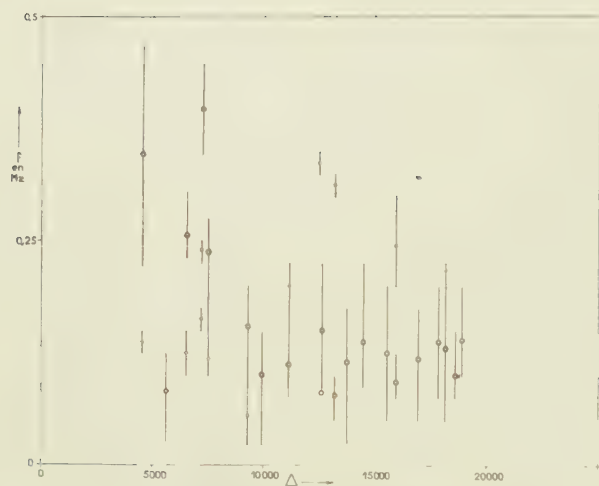


FIG. IV-21. — Déplacement du maximum d'énergie en fonction de la distance (phase PP).

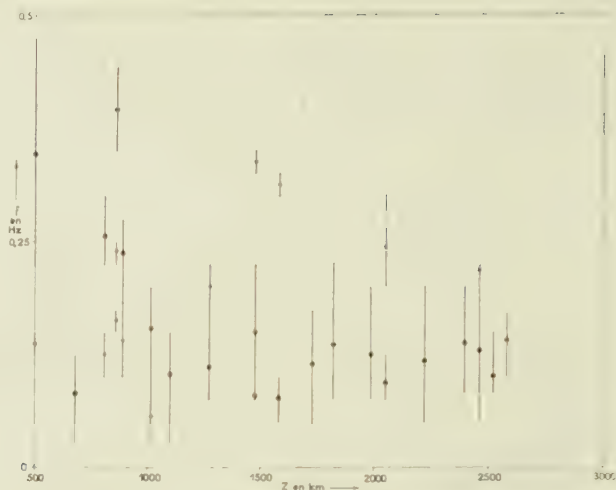


FIG. IV-22. — Déplacement du maximum d'énergie en fonction de la profondeur (phase PP).

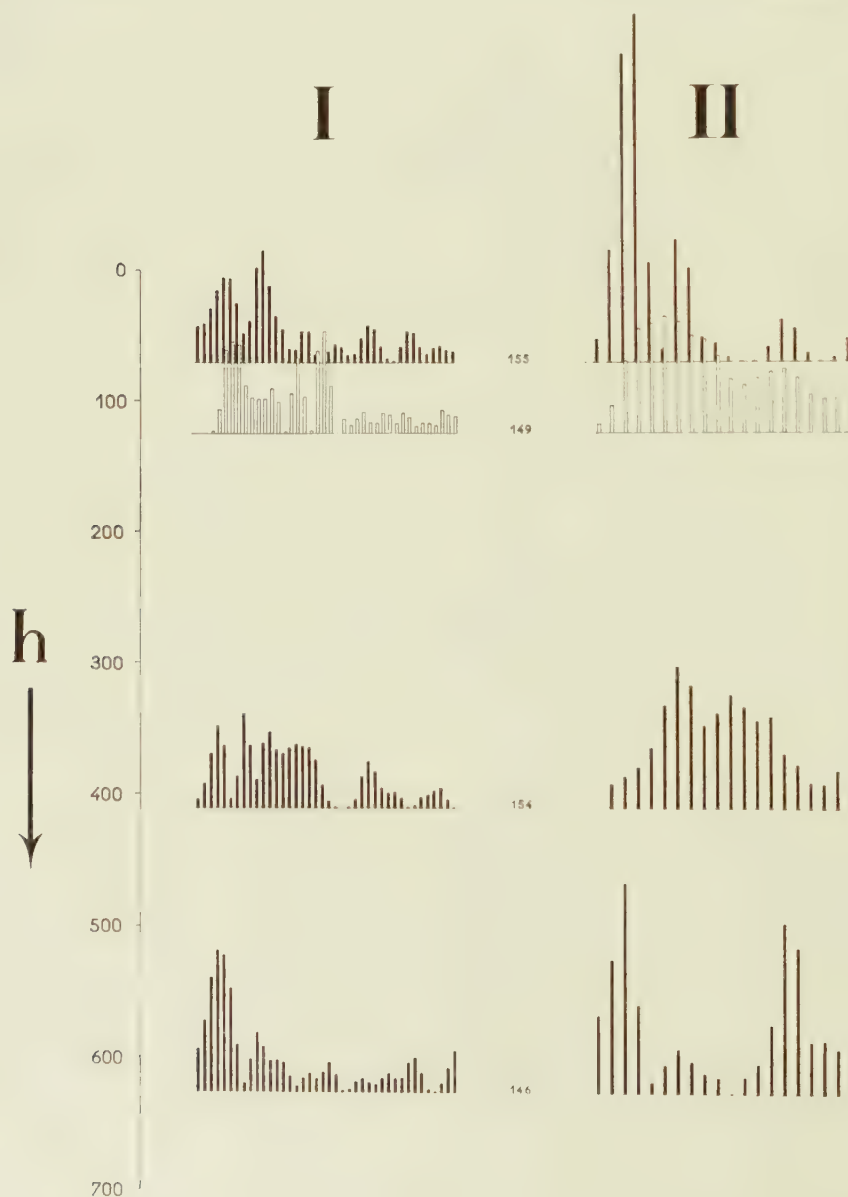


FIG. IV-23. — Comparaison des spectres des ondes pP (I) et P (II).

7240, 8710 et 8910 km ; les spectres correspondants de la phase P sont donnés dans la colonne II. Ces derniers montrent le déplacement du maximum vers les basses fréquences quand la distance augmente, en même temps que la concentration de l'énergie dans une bande plus étroite dans le dernier spectre.

L'évolution des spectres PcP apparaît toute différente : le maximum d'énergie correspond sensiblement à la même fréquence dans le premier et dans le dernier spectre, celui-ci se distinguant seulement par une bande plus étroite ; ainsi, à 7240 km le maximum d'énergie correspond à une fréquence plus basse que dans la phase P, tandis que c'est l'inverse à 8710 et à 8910 km.

Un quatrième séisme un peu profond d'Alaska, à 8350 km, donne lieu à la même remarque : la fréquence correspondant au maximum est plus élevée dans le spectre de la phase PcP que dans celui de la phase P.

On doit remarquer qu'aux distances considérées la trajectoire de la phase PcP reste voisine de celle de la phase P dans la plus grande partie du trajet, qu'elle ne s'en écarte de façon appréciable qu'à sa base et qu'elle rencontre le noyau sous une grande incidence ; il est donc logique d'admettre que les différences constatées entre les spectres des PcP et ceux des P concernent la base de la trajectoire. Ainsi, la fréquence plus basse du maximum à 7240 km s'explique par le fait qu'à cette distance les ondes P n'ont pas encore pénétré dans la couche inférieure du Manteau que les ondes PcP ont traversé avant et après leur réflexion sur le noyau. Par contre, la fréquence du maximum plus élevée dans le spectre PcP que dans celui des P à 8710 et à 8910 km pourrait s'expliquer par la partie inférieure de cette couche (environ 500 km) qui est traversée seulement par les PcP.

F. STRUCTURE DU NOYAU.

Phases PKP1, PKP2, PKIKP.

56 spectres d'ondes PKP1, PKP2 ou PKIKP, propagées à travers le noyau terrestre, ont été calculés en vue d'étudier la structure de ce noyau, par la méthode déjà utilisée pour le manteau, laquelle consiste à suivre l'évolution des spectres quand la distance varie progressivement, chaque déplacement du maximum d'énergie que l'on observe pouvant être considéré comme l'effet d'une nouvelle couche plus profonde atteinte par la base de la trajectoire, puisque les trajets dans les autres couches sont pratiquement les mêmes pour deux trajectoires voisines.

Il faut toutefois remarquer :

1° que les spectres des ondes longitudinales ne permettent d'explorer qu'une partie du noyau externe ; la partie supérieure de celui-ci ne pourrait être efficacement étudiée qu'au moyen d'ondes mixtes, SKS par exemple ;

2° comme dans le cas du manteau supérieur, la loi $z(\Delta)$ que l'on doit appliquer pour calculer la profondeur du point le plus bas de la trajectoire est encore mal connue et les valeurs attribuées à $z(\Delta)$ ne peuvent être qu'indicatives car elles sont obtenues à partir d'une loi des vitesses dans le noyau qui comporte encore une part d'hypothèses ;

3° comme dans le cas du manteau inférieur, les résultats concernant la structure du noyau seront de préférence déduits de l'étude des séismes normaux : les spectres des séismes profonds étant représentatifs de la couche où ils ont pris naissance, il est souvent difficile de distinguer dans les effets observés la part du milieu de propagation et celle du milieu environnant le foyer.

Phase PKIKP.

Comme on l'a vu précédemment (page 74) les ondes longitudinales qui ont pénétré dans le noyau terrestre proviennent toutes de séismes de l'Océan Pacifique. Les foyers des séismes normaux se trouvent, pour la plupart, le long des fosses.

Foyers normaux.

Les spectres des ondes PKIKP sont représentés, en fonction de la distance, dans la colonne I de la figure IV-25.

Entre 12610 km et 13730 km (île Halmahera, mer de Banda et Nouvelle Guinée), on observe un déplacement très net du maximum vers les hautes fréquences. Les trois spectres suivants, de 14440 à 14490 km (Nouvelle Bretagne) sont doubles.

Entre 15540 et 15940 km, trois séismes (Santa Cruz et Nouvelles Hébrides) présentent des spectres de basse fréquence. Un changement brusque intervient avec le spectre suivant (îles Samoa, à 16400 km) qui est double, avec son maximum principal dans les hautes fréquences.

De 16400 km à 17320 km, les spectres sont doubles ou ont leur maximum de fréquence assez élevée. A partir de 17900 km, apparaissent de nouveau des spectres de basse fréquence, avec un léger déplacement du maximum vers les hautes fréquences dans les derniers.

Foyers profonds

Dans la deuxième colonne sont représentés des spectres de PKIKP provenant de séismes dont les foyers profonds sont situés dans la couche à faible

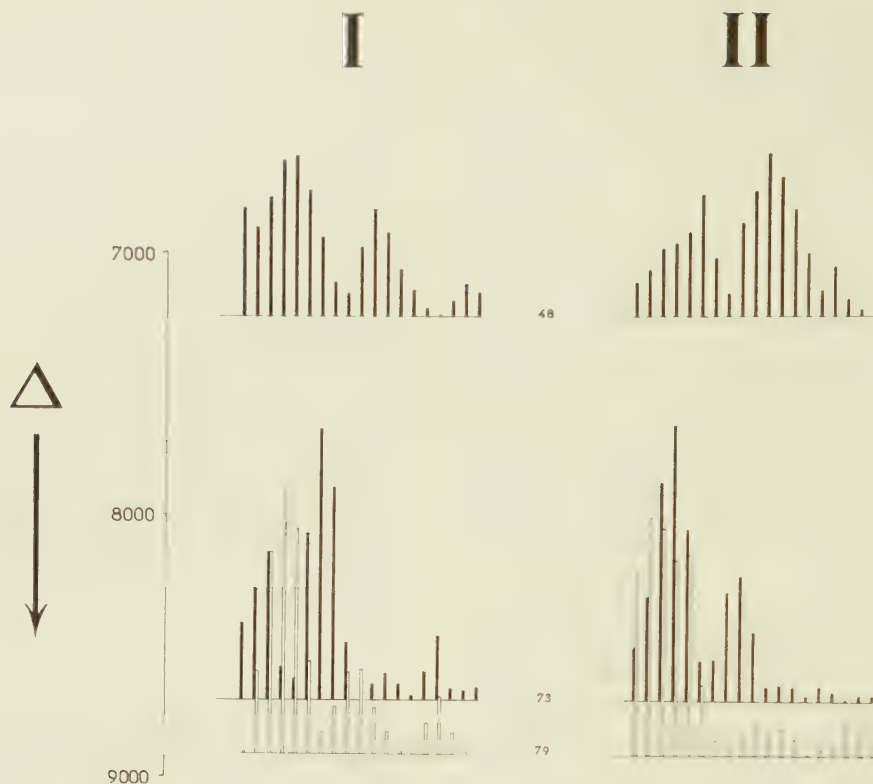


FIG. IV-24. — Comparaison des spectres des ondes PcP (I) et des ondes P (II).

vitesse ou au-dessous ; on observe dans ces spectres les mêmes variations que ci-dessus, tout en remarquant dans la plupart d'entre eux de grandes composantes dans les basses fréquences, ce qui s'explique par l'origine de ces séismes dans la couche à faible vitesse : le maximum, situé dans les basses fréquences à 15810 et 16230 km, est nettement déplacé vers les hautes fréquences dans les spectres suivants ; à 17650 km apparaît un spectre double. A 18270 km, l'énergie est de nouveau concentrée dans une bande d'assez basse fréquence.

On a reproduit dans la colonne III quelques spectres qui correspondent à des foyers très profonds (de 515 à 640 km). On constate qu'ils présentent, comme ceux des foyers normaux situés aux mêmes distances, des spectres d'assez grande fréquence ou doubles, mais leur interprétation est délicate, l'effet de l'absorption par les couches du noyau se superposant à celui du milieu environnant le foyer.

Phases Y et PKP1.

L'analyse de la première phase, interprétée d'après N. HAI (1963) comme phase Y, d'un séisme normal de Santa-Cruz, à 15570 km, a donné un spectre étroit de basse fréquence (fig. IV-26). Les

spectres suivants, pour des distances comprises entre 16620 et 16810 km, sont assez étalés vers les hautes fréquences ou dédoublés, que leur foyer soit normal ou profond (colonnes I, II et III), tandis que le spectre d'un séisme (179) très profond ($h = 640$ km), à 17110 km, est nettement décalé vers les basses fréquences par rapport aux précédents.

Phase PKP2.

Entre 18910 et 17900 km, les spectres de foyers normaux sont de basse fréquence (fig. IV-27) ; on y observe un déplacement du maximum vers les plus basses fréquences quand la distance diminue, c'est-à-dire quand la profondeur atteinte par la trajectoire augmente.

A 17320 km, on observe un spectre de grande fréquence, tandis qu'à 16620 km, le maximum est de nouveau déplacé vers les basses fréquences.

Les mêmes tendances se retrouvent dans les foyers profonds, malgré la complexité plus grande des spectres : un maximum secondaire apparaît dans les grandes fréquences à 17650 (180 ; $h = 158$ km) et à 16810 km (177 ; $h = 141$ km) ; ce maximum secondaire n'existe plus à 16610 km (171 ; $h = 156$ km).

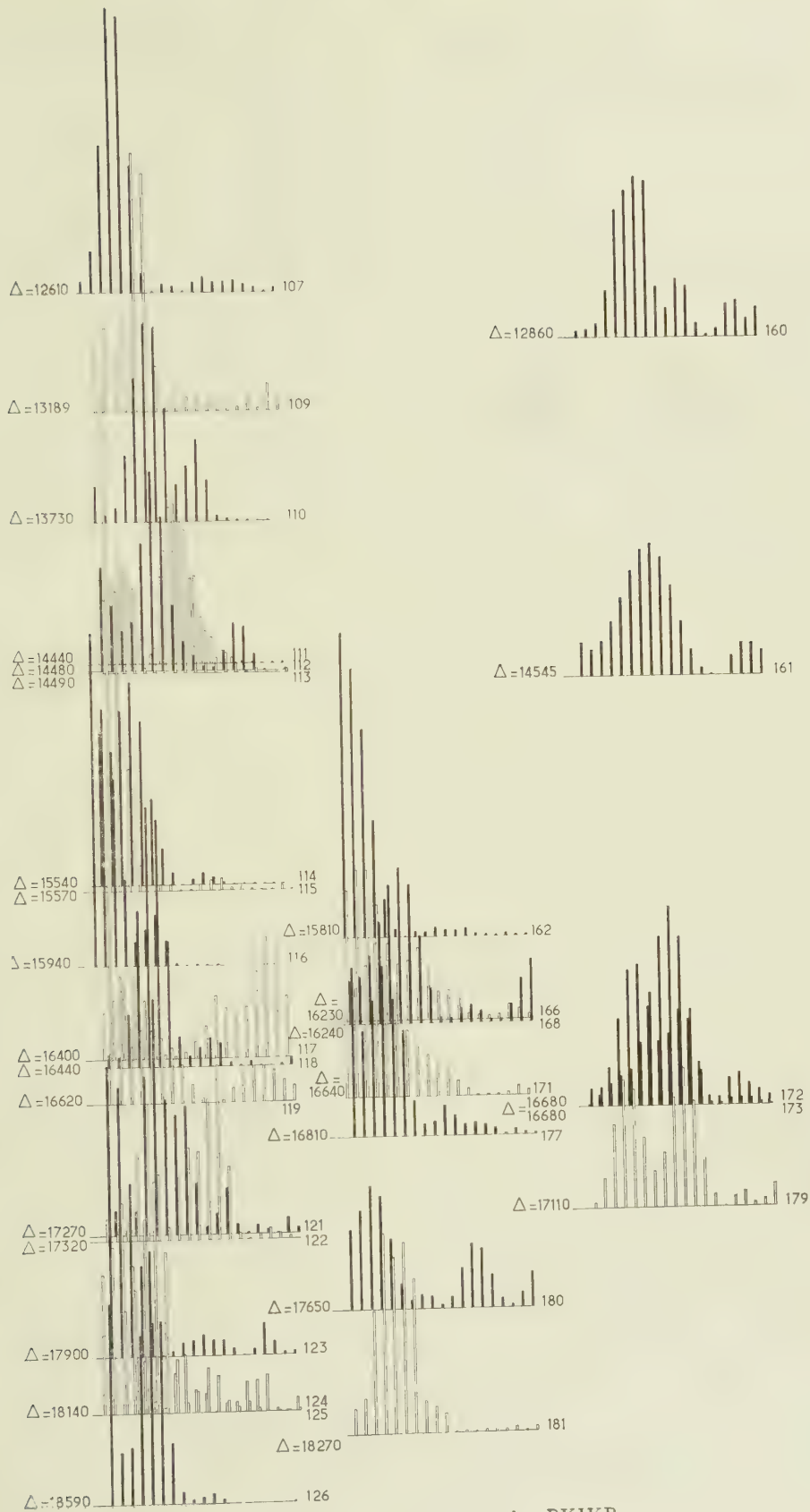


FIG. IV-25. — Spectres des ondes PKIKP.

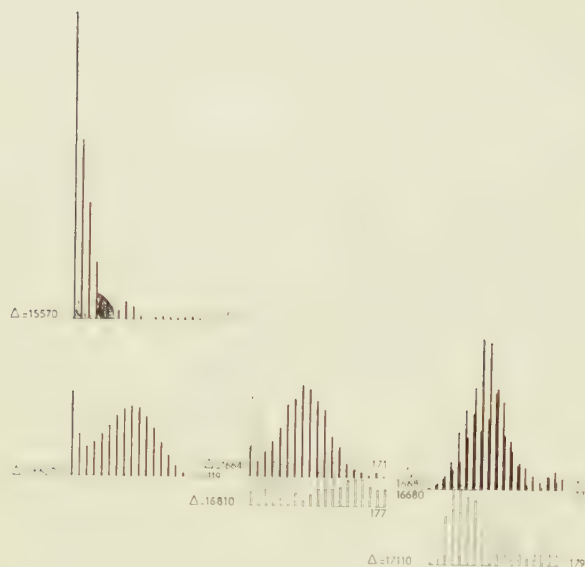


FIG. IV-26. — Spectres des ondes PKP1.

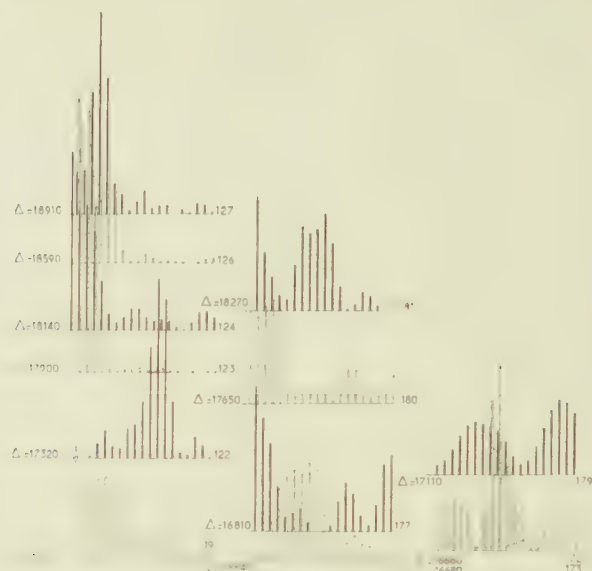


FIG. IV-27. — Spectres des ondes PKP2.

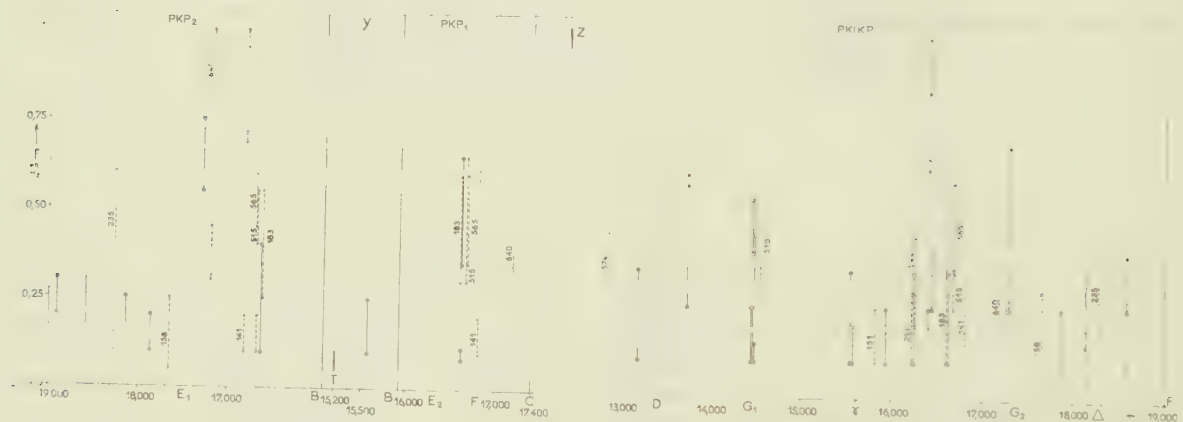


FIG. IV-28. — Déplacement du maximum d'énergie en fonction de la distance (phases PKP et PKKP).

Un séisme très profond (640 km) se trouve, à 17110 km, dans le même intervalle de distance et possède son maximum principal dans les hautes fréquences, tandis que le maximum principal de deux autres spectres, à 16680 km, correspond à des fréquences moins élevées, ce qui confirme le déplacement vers les basses fréquences observé dans les séismes normaux entre 17320 km et 16620 km.

On délimite ainsi une zone à spectres de grandes fréquences entre 17320 et 16620 km.

Résumé

La figure IV-28 montre l'ensemble des résultats concernant le noyau. Comme dans le cas du manteau, on y a représenté, en fonction de la distance,

la fréquence correspondant au maximum d'énergie et la largeur du spectre. Les différentes branches de la courbe de propagation sont indiquées, ainsi que les points singuliers de cette courbe, en utilisant les notations de N. HAI.

Dans la partie gauche de la figure, relative aux phases PKP2, Y et PKP1, apparaissent nettement dans PKP2 deux zones de basse fréquence, situées de part et d'autre de la zone de haute fréquence observée entre 17320 et 16620 km et correspondant à deux couches absorbantes du noyau externe ; le spectre de la phase Y, à 15570 km, qui pourrait correspondre, d'après N. HAI, à une anomalie de vitesse à la limite des couches E_1 et E_2 , est également de basse fréquence.

La couche E_2 est caractérisée par des spectres

plus étalés de la phase PKP₁, tandis que l'entrée de la trajectoire dans la couche F, à la limite du noyau interne, est marquée par la baisse de fréquence observée dans le spectre de PKP₁, à 17110 km.

Dans la partie droite, à partir de D, la phase PKIKP est caractérisée par une augmentation de la fréquence, par rapport à la phase Z (ondes diffractées ou réfléchies) enregistrée à plus courtes distances. On observe ensuite, pour des distances croissantes, deux zones de basse fréquence, de part et d'autre d'une zone de spectres étalés vers les hautes fréquences et souvent dédoublés entre 16400 et 17320 km ; ces deux premières zones doivent correspondre à deux couches de basse fréquence dans le noyau interne.

La figure IV-29 représente les variations des fré-

quences en fonction de la distance r , au centre de la Terre, du point le plus bas de la trajectoire. Les valeurs de r ont été calculées au moyen de la loi $z(r)$ de Jeffreys-Bullen pour le noyau externe et d'après les résultats de N. HAI pour le noyau interne.

G. DISCUSSION DES RÉSULTATS.

L'étude des spectres d'énergie des ondes longitudinales a permis de reconnaître dans le Manteau et dans le Noyau l'existence de couches caractérisées par des propriétés élastiques différentes à l'intérieur des régions admises dans les modèles classiques, déduits principalement des durées de propagation des ondes de volume, tels que le modèle de Bullen.

L'évolution des spectres pour des distances crois-

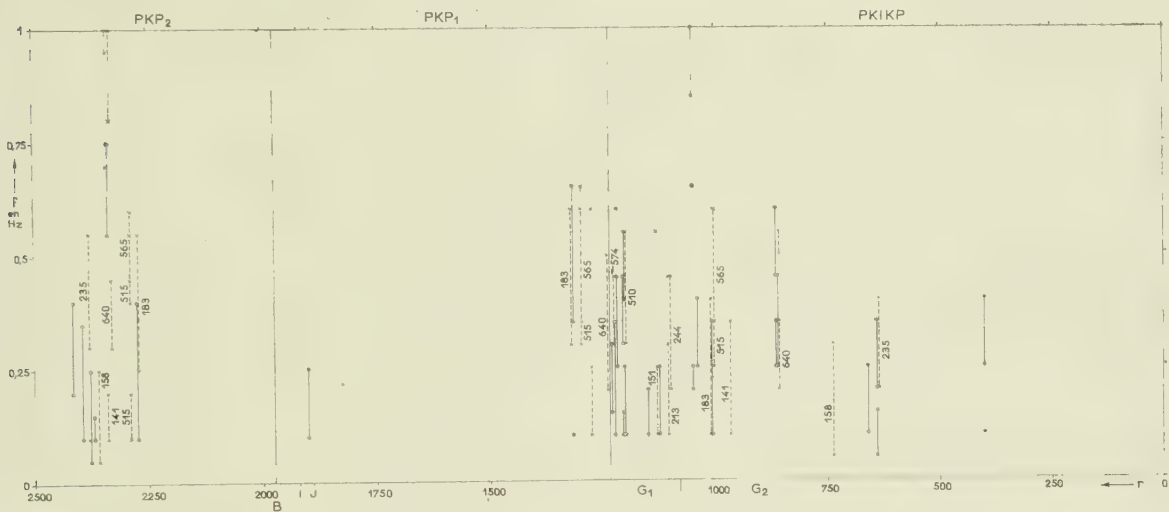


FIG. IV-29. — Déplacement du maximum d'énergie en fonction de la distance au centre de la Terre (noyau).

santes montre que l'absorption est fonction de la fréquence. Elle met en évidence, en particulier :

1° le déplacement du maximum vers les grandes fréquences quand croît la profondeur maximale atteinte par la trajectoire ; ce qui manifeste une diminution de l'absorption en fonction de la profondeur ;

2° la présence de couches caractérisées par des spectres de basses fréquences.

STRUCTURE DU MANTEAU

Dans le cas de la première couche à basse fréquence dans le Manteau supérieur (entre 140 et 235 km), son identification avec la couche à faible vitesse dont l'existence a été admise par plusieurs auteurs, est évidente.

Les résultats concernant les spectres sont en bon accord avec le modèle proposé par M^{lle} I. LEHMANN (1962), d'après les durées de propagation des ondes longitudinales déterminées sur les enregistrements des explosions du Nevada. D'après I. LEHMANN, la chute de vitesse serait plus prononcée dans les ondes S que dans les ondes P, ce qui indiquerait une diminution de la rigidité. On sait par ailleurs, par l'observation des séismogrammes, que l'absorption des ondes S y est grande.

D'autres données plus précises concernant les durées de propagation des ondes P observées en France à partir des îles Aléoutiennes et à partir de l'Afrique du Nord ont été utilisées par M. A. CHOU-
DHURY et G. PERRIER (1965) pour calculer un modèle du Manteau supérieur en tenant compte des résultats de la sismologie expérimentale concer-

nant la croûte terrestre [G. PERRIER, 1963 et 1965] ainsi que de la présence d'une couche à faible vitesse entre les profondeurs limites définies par l'étude des spectres.

Les données d'observations sont conformes à ce modèle dans l'hypothèse d'une faible augmentation de la vitesse en fonction de la profondeur entre la croûte et la couche à faible vitesse où la valeur admise pour cette dernière est de 7,9 km/s ; on suppose une augmentation plus rapide de la vitesse au-dessous de cette couche.

Les anomalies observées sur les durées de propagation dans les Monts du Forez sont interprétées par une augmentation continue de la vitesse entre 7,2 km/s à 27 km de profondeur et la valeur de 7,9 km/s admise dans la couche à faible vitesse, hypothèse qui semble en accord avec celles des volcanologues et des géologues.

STRUCTURE DU NOYAU

J'ai confronté les résultats déduits des spectres d'énergie au schéma de structure du noyau que N. HAI a proposé (1963), d'après les enregistrements des séismes profonds des îles Fidji, Nouvelles Hébrides et Célèbes. Les variations de période, d'amplitude ou d'énergie des différentes phases en fonction de la distance ou en fonction du temps lui ont permis de subdiviser le noyau en plusieurs couches.

La comparaison suivante des résultats porte sur la variation de l'amplitude, de la période ou de l'énergie en fonction de la distance.

Pour faciliter la comparaison, on a reproduit (fig. IV-30) avec la même échelle de distances, en bas de la figure, le graphique montrant la position du maximum des spectres des phases PKP2, PKP1

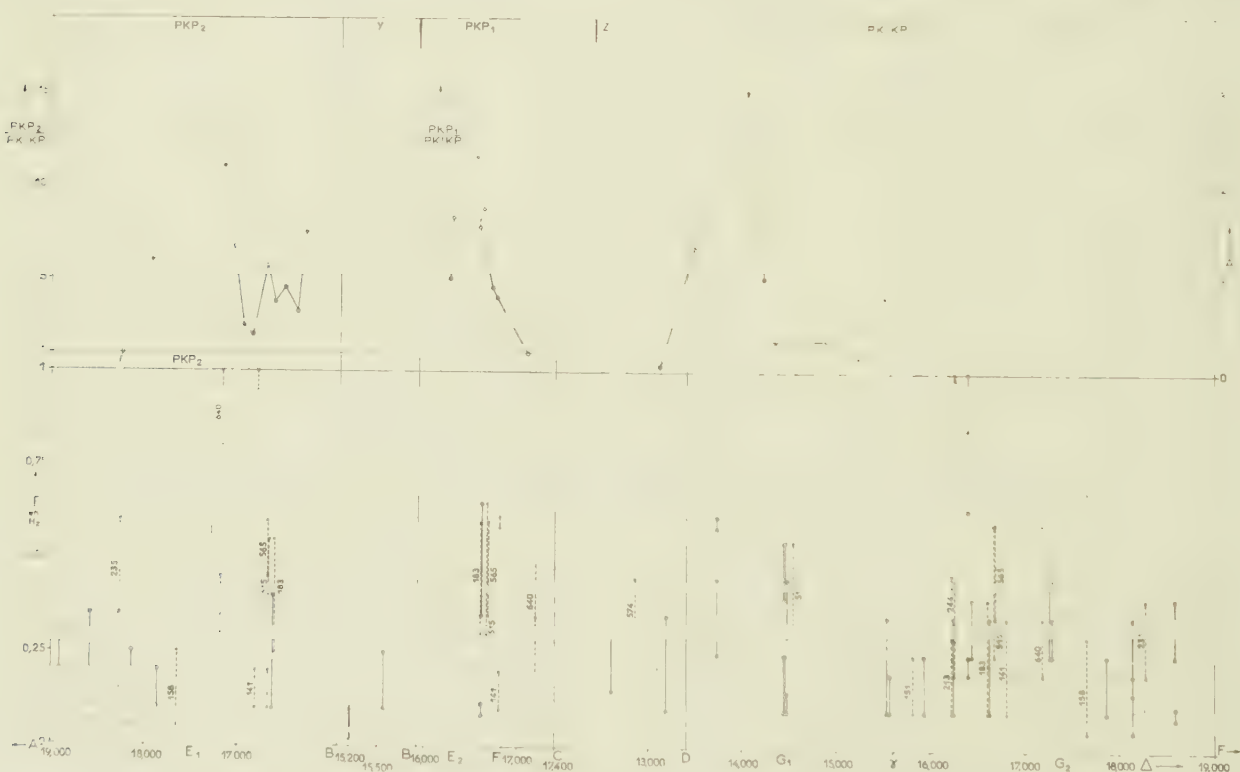


FIG. IV-30. — Comparaison des résultats déduits des amplitudes et des spectres d'énergie.

et PKIKP et, en haut de la figure les courbes données par N. HAI pour les amplitudes de ces phases (fig. 10, 11, 15 et 16) ; les correspondances avec les différentes couches du modèle de N. HAI sont indiquées en bas de la figure.

Noyau externe. — On constate que les deux principales zones de maximums de hautes fréquences

qui apparaissent l'une dans les PKP2 entre 17320 et 16620 km, l'autre dans les PKP1 entre 16620 et 16810 km, correspondent sensiblement aux maximums d'amplitude des mêmes phases d'après N. HAI, tandis que des maximums de basses fréquences se trouvent dans les intervalles où N. HAI a observé une chute nette de l'énergie des PKP1, entre 16700 et 17100 km, ainsi qu'aux faibles ampli-

tudes relatives de PKP2 entre 16800 et 16300 km et aux distances supérieures à 17500 km.

Il résulte de cette comparaison que les variations d'amplitude en fonction de la distance trouvées par N. HAI sont accompagnées d'un déplacement de l'énergie dans le spectre, ce qui aurait pu entraîner une erreur dans le calcul des amplitudes vraies à partir des enregistrements de séismographes de courte période ayant une bande d'amplification étroite. On a vérifié, au moyen des spectres, que le rapport des énergies totales des phases PKP1 et PKP2 suivait bien la loi de variation déduite des graphiques d'amplitudes publiés par N. HAI :

1° les spectres d'énergie absolue montrent qu'à 16700 km, l'énergie de PKP1 (couche E_2) est beaucoup plus grande que celle de PKP2 (couche E_1) ; N. HAI en déduit que la couche E_1 est absorbante et la couche E_2 peu absorbante ;

2° c'est l'inverse qui est observé à 17200 km, alors que la trajectoire de PKP1 a pénétré dans la couche F ; cette dernière est donc plus absorbante que E_1 .

Ces conclusions ne concernent toutefois que la couche F et deux couches d'épaisseur relativement faible, l'une au-dessus de la limite inférieure de E_1 , l'autre à la partie inférieure de E_2 . En effet, d'une part, l'étude des PKP2 ne nous apporte pas de données sur les 1000 km supérieurs de E_1 qui devraient être étudiés au moyen d'autres phases, SKS par exemple, d'autre part, la zone frontière entre E_1 et E_2 est mal connue en raison du petit nombre des observations et de la difficulté de séparer les deux phases PKP1 et PKP2 à proximité du point focal.

La couche de basse fréquence qui apparaît dans nos spectres à la limite du noyau externe et du noyau interne correspond à la faible baisse de vitesse admise par N. HAI dans la couche F.

Le maximum de basse fréquence dans la première phase d'un séisme de Santa Cruz (115), à 15570 km, a été attribué à la phase Y qui, d'après N. HAI, pourrait être interprétée comme correspondant à une boucle supplémentaire de la courbe des durées de propagation, dans le prolongement de PKP1. Dans cette dernière hypothèse, le spectre étudié se rapporterait à une couche de transition entre E_1 et E_2 caractérisée par une petite baisse de la vitesse immédiatement suivie par une augmentation de celle-ci.

Noyau interne. -- N. HAI a donné deux graphiques représentant les périodes apparentes des ondes PKIKP dans les séismes ayant des profondeurs de foyer respectives de 200 km et 600 km.

Malgré la dispersion assez grande des observations, on peut constater, comme N. HAI l'a indiqué, que les fréquences sont plus élevées dans le cas des foyers à 600 km, ce qui est conforme à nos résultats.

Les fluctuations de ces fréquences en fonction de la distance suivent celles du maximum d'énergie dans le graphique des spectres (fig. IV-30). On observe également une bonne concordance entre ces dernières variations et celles de l'amplitude relative PKIKP/PP ou de l'amplitude absolue déduite par N. HAI des mesures directes sur les enregistrements, ainsi que le montre la figure.

La présence anormale de basses fréquences signalée par N. HAI dans les spectres de la phase PKIKPO s'explique facilement par une distorsion d'origine instrumentale, car les spectres en question ont été déduits de l'enregistrement d'un séismographe Grenet de Kiruna ($T_m = 0,5$ s) à partir duquel il était impossible de restituer correctement des périodes de l'ordre de 10 s. La présence de ces dernières n'est pas confirmée par les spectres que j'ai obtenus dans l'analyse de PKIKPO.

D'après l'interprétation de N. HAI, les deux premiers spectres de la figure IV-26 correspondraient à des ondes réfléchies sur la surface du noyau interne. L'augmentation de fréquence des spectres suivants correspond à l'entrée dans le noyau interne (région G_0 de N. HAI) ainsi qu'à l'augmentation rapide de la vitesse. Vers 15000 km, où les observations font défaut, N. HAI trouve de faibles amplitudes.

Entre 15500 et 16000 km, les spectres sont de basses fréquences. Cette portion du graphique correspond à la diminution rapide du gradient de vitesse dans G_1 .

L'apparition de spectres dédoublés et de grandes fréquences à 16200 km coïncide avec l'entrée dans la région G_2 . Une nouvelle baisse de fréquence, à 17500 km, pourrait correspondre à une diminution de vitesse indiquée par la courbe de N. HAI ; elle est suivie d'une nouvelle augmentation de fréquence dans la partie centrale du noyau.

N. HAI explique par une absorption sélective accompagnée de dispersion anormale le dédoublement des spectres d'énergie des phases PKP2 et PKP1 qu'il a observé à 17200 km, et celui de PKP1 à 16700 km. Il convient toutefois de remarquer, d'une part, qu'à 16700 km, ce dédoublement n'existe que dans le spectre de PKP1 (couche E_2), alors qu'à 17200 km on l'observe dans les trois phases PKP2 (E_1), PKP1 (F) et PKIKP (G_2), d'autre part, que le dédoublement des spectres à 17200 km concerne un foyer situé à 640 km de profondeur, à proximité de la limite supérieure de la deuxième

couche de basse fréquence dans le Manteau, profondeur caractérisée, comme on l'a vu, par des spectres doubles.

Par exemple, si l'on compare (fig. IV-9, colonne IV) les spectres 146, 147 et 151 de trois séismes d'Amérique latine enregistrés à des distances comprises entre 9600 et 9800 km, le spectre 151 correspondant à un foyer à 543 km a un seul maximum important tandis que les deux autres ($h = 626$ et 649 km) sont dédoublés. De même, dans les séismes des îles Fidji, deux foyers à 515 km et 565 km ($\Delta = 16700$ km) donnent des spectres à bande unique tandis qu'un foyer à 640 km ($\Delta = 17180$ km) donne un spectre double. Il est donc logique d'admettre que le dédoublement des trois spectres obtenus à 17200 km pour PKP2, PKP1 et PKIKP doit aussi être attribué au phénomène au foyer. Par contre, nous avons obtenu deux autres spectres doubles de PKP1, entre 16600 et 16800 km (119-3 et 177-3), qui correspondent à des trajectoires ayant atteint la base de la couche E_2 et, aux mêmes distances, deux autres spectres doubles de PKP2

(171-4 et 180-4) se rapportant à la couche E_1 , alors que les spectres PKIKP des mêmes séismes ne sont pas dédoublés ; ces observations sont en faveur d'un effet des couches E_1 et E_2 , comme N. HAI l'a admis.

Le dédoublement des spectres a été observé dans deux circonstances différentes :

1° dans l'étude des spectres en fonction de la profondeur du foyer, ils paraissent manifester l'existence d'une discontinuité entre deux milieux différents.

Ainsi, dans les séismes d'Alaska, ils définissent une limite entre la structure continentale et la structure océanique.

D'autres se situent à la limite supérieure de la deuxième couche à basses fréquences du manteau, entre 540 et 650 km.

2° dans l'étude des spectres en fonction de la distance, certaines couches paraissent caractérisées par l'apparition de spectres étalés ou doubles.

L'explication de ce phénomène n'apparaît pas clairement et demanderait une étude spéciale.

CONCLUSION

L'ensemble des résultats déduits des spectres d'énergie permet de représenter schématiquement la structure de la Terre (fig. IV-31) *. Si l'on fait également appel aux résultats déduits des durées de propagation, on est amené à subdiviser le manteau et le noyau en couches concentriques ayant les caractéristiques suivantes.

Manteau supérieur, entre la discontinuité de Mohorovicic M et 540 à 650 km, trois couches :

M_1 (entre M et 140 km), caractérisée par l'augmentation de la fréquence en fonction de la profondeur, en même temps que par une faible augmentation de vitesse ;

M_2 (entre 140 et 235 km), couche à faible vitesse caractérisée par des spectres de basses fréquences et par l'affaiblissement des ondes S ; absorbante ;

M_3 (entre 235 et 540 km) dans laquelle la fréquence croît avec la profondeur, en même temps que la vitesse augmente rapidement.

Manteau inférieur, trois couches :

M_4 (entre 650 et 950 km) caractérisée par des spectres de basses fréquences ; absorbante ; sa limite supérieure est voisine de la profondeur à

laquelle disparaissent les foyers séismiques ; d'après H. JEFFREYS, le gradient de vitesse diminue et les courbes de vitesse des ondes P et S présentent un coude vers 900 km ; W. C. REPETTI, WITTE et DAHM, J. P. HOFFMANN, J. W. BERG et K. L. COOK, N. HAI admettent l'existence à la base de cette couche d'une discontinuité assez aiguë pour produire des réflexions. C'est la limite de séparation des deux régions C et D dans le modèle de K. E. BULLEN ;

M_5 (entre 950 et 1850 ou 2000 km) est caractérisée par des spectres étalés et souvent dédoublés, avec des maximums de fréquences élevées. D'après H. JEFFREYS, le gradient de vitesse y est constant.

M_6 (entre 1850 ou 2000 et 2900 km) caractérisée par des spectres étroits de très basses fréquences ; le gradient de vitesse y est plus faible que dans la couche précédente d'après H. JEFFREYS.

Noyau externe, entre 2900 et 5135 km, trois couches :

E_1 (entre 2900 et 4450 km) dont la limite supérieure est marquée par la chute brusque de la vitesse de P et par la disparition de S ; d'après H. JEFFREYS, le gradient de vitesse des PKP2 y est sensiblement constant ; les spectres des ondes PKP2, qui intéressent principalement une couche d'environ 150 km entre 3950 et 4100 km, mettent en évidence une couche de basse fréquence suivie d'une couche caractérisée

* On a représenté schématiquement, dans la partie inférieure de la figure, le graphique des fréquences correspondant au maximum d'énergie ; les points d'observations concernant les séismes normaux ont seuls été reproduits dans ce graphique.

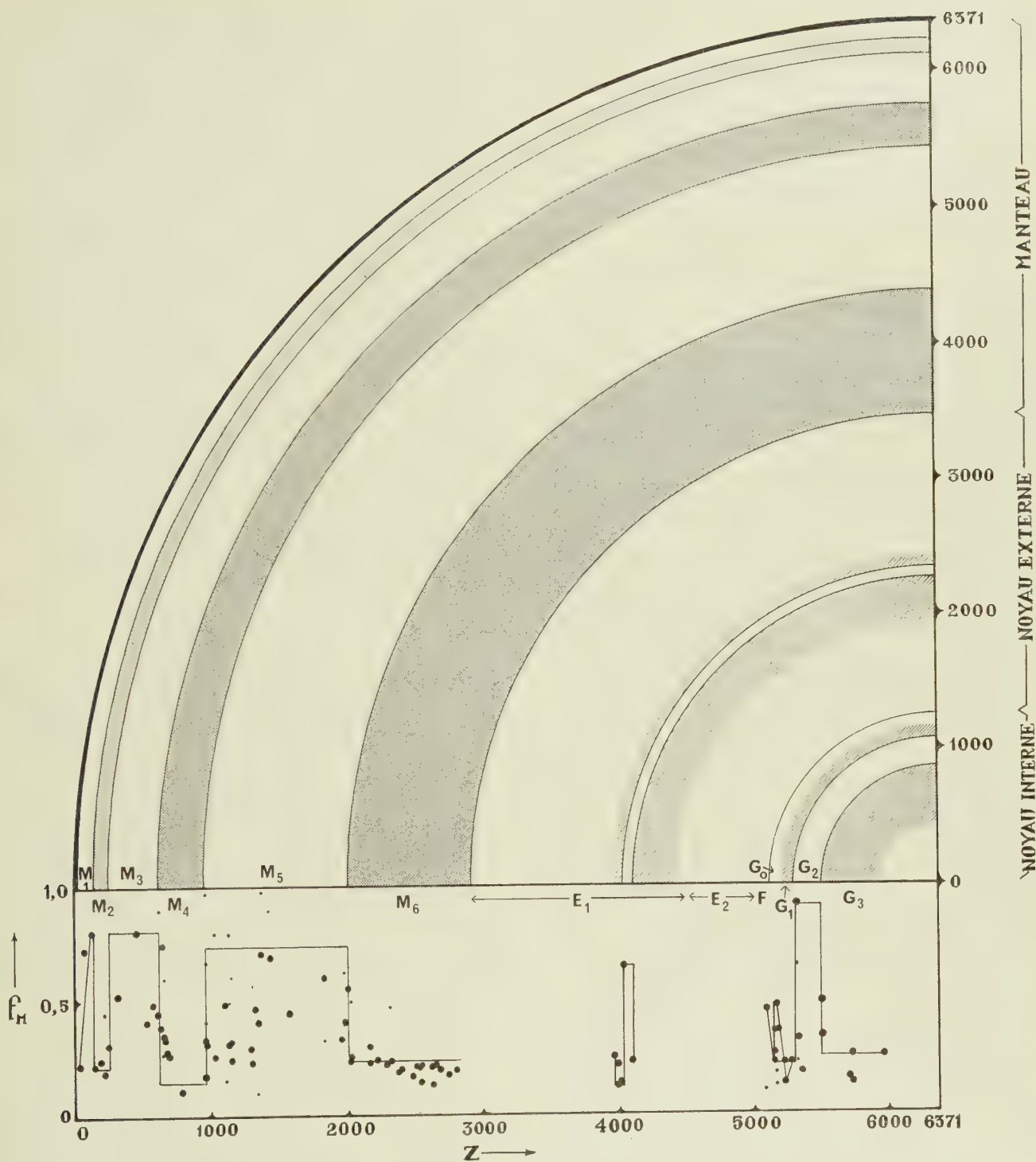


FIG. IV-31. — Schéma de structure de la Terre d'après les spectres d'énergie.

par des spectres de grande fréquence ou doubles.

E_2 (entre 4450 et 5075 km) ; d'après les spectres des ondes PKP1, les fréquences sont assez grandes à sa base. Dans l'hypothèse d'une boucle supplémentaire envisagée par N. HAI, la zone de transition entre E_1 et E_2 serait marquée par des spectres de basses fréquences et par une petite chute de vitesse immédiatement suivie d'une augmentation.

F (entre 5075 et 5135 km), qui correspond d'après N. HAI à une petite baisse de vitesse à la limite du noyau interne, est caractérisée par des spectres de basses fréquences ; F est très absorbante d'après N. HAI.

Noyau interne, ayant 1236 km de rayon, quatre couches :

G_0 superficielle correspondant à une augmentation rapide de la vitesse ; caractérisée par des spectres de grande fréquence dans une couche dont l'épaisseur serait un peu plus grande que l'épaisseur trouvée par N. HAI à partir des durées de propagation.

G_1 (entre 5160 et 5290 km) correspondant à une croissance assez rapide de la vitesse ; caractérisée par des spectres de basses fréquences.

G_2 où la vitesse est peu variable, d'après N. HAI. Elle se subdivise en deux couches :

G_2 (entre 5290 et 5520 km) caractérisée par des

spectres étalés dans les grandes fréquences ou dédoublés ;

G_3 centrale, caractérisée par des spectres de basses fréquences, avec un léger déplacement du maximum vers les hautes fréquences quand la profondeur croît (jusqu'à 5970 km). La baisse de fréquence à l'entrée de cette région pourrait, d'après la courbe de N. HAI, correspondre à une diminution de vitesse.

De nouvelles observations seront nécessaires pour compléter notamment l'étude de la structure du noyau, soit sur les spectres d'autres phases des mêmes enregistrements, soit sur les enregistrements obtenus dans d'autres stations situées à des distances convenables des foyers séismiques actifs ; ces observations devraient porter en particulier sur :

les ondes mixtes (SKS) pour la partie supérieure du noyau externe ;

des enregistrements aux distances proches du point focal, pour la partie du noyau externe située à la limite des couches E_1 et E_2 ;

des enregistrements près de l'antipode pour la partie centrale du noyau.

*Manuscrit reçu en juin 1966,
après modification en décembre 1966.*

BIBLIOGRAPHIE

- ALSOP L. E., SUTTON G. N. et EWING M., Measurement of Q for very long period free oscillations. *J. Geophys. Res.*, **66**, 2911-2915, 1961.
- BEN-MENAHEN A., Radiation of seismic surface waves from finite moving source. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **51**, 401-435, 1961.
- BEN-MENAHEN A., Radiation of seismic body waves from a finite moving source in the earth. *J. Geophys. Res.*, **67**, 345-350, 1962.
- BEN-MENAHEN A., Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **70**, 4641-4651, 1965.
- BELOUSOV V. V., The crust and upper mantle of continents. *Inter. Geol. Rev.*, **8**, 317-330, 1966.
- BERCKHEMER H., Die Ausdehnung der Bruchfläche im Erdbebenherd und ihr Einfluss auf das seismische Wellenspektrum. *Beitr. Geophysik*, **71**, 5-26, 1962.
- BOLTZMANN L., Zur theorie der elastischen Nachwirkung. *Ann. Phys. (Poggendorff)*, *Erg. Bd.* **7**, 624-654, 1876.
- BORN W. T., The attenuation constant of the earth materials. *Geophysics*, **6**, 132-148, 1941.
- BOUASSE H., Séismes et sismographes, Delagrave, Paris, 1927.
- BULLEN K. E., An introduction to the theory of seismology (3 rd. edit. reprint), University Press, Cambridge, 1962.
- CHOUDHURY M. A. et PERRIER G., Structure du manteau supérieur d'après les durées de propagation des ondes longitudinales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **261**, 5581-5584, 1965.
- COLLINS F. et LEE C. C., Seismic wave attenuation characteristics from pulse experiments. *Geophysics*, **21**, 16-39, 1956.
- COULOMB J., Seismometrie. *Handbuch der Physik*, **47**, Springer-Verlag, 24-74, 1956.
- COULOMB J., Remarques sur une note de M. Bagher Mohammadioun. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **261**, 4471, 1965.
- DERJAGUINE B., Propagation des ondes élastiques dans les milieux non idéalement élastiques. *Beit. Ang. Geophys.*, **4**, 452-469, 1934.
- FODETOV S. A., BAGDASAROVA A. M., KUZIN I. P., TARAKHANOV R. Z., Sur la séismicité et la structure du sud de l'arc insulaire des Kouriles. *Acad. Nauk. SSSR.*, **153**, 668-671, 1963.
- GRENET G. et COULOMB J., Nouveaux principes de construction de sismographes électromagnétiques. *Bulletin N° 8 de l'Institut et observatoire de Physique du Globe du Puy-de-Dôme*, 1935-1936.
- HAI N., Propagation des ondes longitudinales dans le noyau terrestre, Thèse. *Ann. Géophys.*, **19**, 1963.
- HORTON C. W., A loss mechanism for the Pierre Shale. *Geophysics*, **24**, 667-680, 1959.

- JEFFREYS H. et LAPWOOD E. R., The reflexion of a pulse within a sphere. *Proc. Roy. Soc. (London) A*, **241**, 455-479, 1957.
- KARUS E. V., The absorption of elastic vibrations in rocks during stationary excitation, *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.*, 438-448, 1958.
- KELVIN LORD, Elasticity, in *Encyclopedia Britannica*, ninth edition, 1878 (Collected Works, Cambridge University Press London, 3, 1-112, 1890).
- KNOPOFF L., Q, *Reviews of geophysics*, vol. 2, 625-660, 1964.
- KOVACH R. L., and DON ANDERSON L., Attenuation of shear waves in the upper and lower mantle. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **54**, 1855-1864, 1964.
- KUNETZ G., Essai d'analyse des traces séismiques. *Geophysical prospecting*, Vol. 9, 317-341, 1961.
- LEHMANN I., The travel times of the longitudinal waves of the Logan and Blanca atomic explosions and their velocities in the upper mantle, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **52**, 519-526, 1962.
- LEHMANN I., S and the structure of the upper mantle. *Geophys. J.*, **4**, pp. 124-138, 1961.
- MCDONAL F. J., ANGONA F. A., MILLS R. L., SENG-BUSH R. L., VAN NOSTRAND R. G. et WHITE J. E., Attenuation of shear and compressional waves in Pierre Shale. *Geophysics*, **23**, 421-439, 1958.
- MAXWELL J. C., On the dynamical theory of gases, Collected Works, 2, pp. 26-78, Dover publications, New York, 1866; *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **157**, 49-88, 1867.
- MENARD H. W., Marine geology of the Pacific, McGraw-Hill Book Company, New York, 1964.
- MEYER O. E., Zur Theorie der inneren Reibung, *J. Reine Angew. Math.*, **78**, 130-135, 1874 a.
- MEYER O. E., Theorie der elastischen Nachwirkung, *Ann. Phys.*, **227**, 108-119, 1874 b.
- MOHAMMADIOUN B., Structure de la croûte et spectres d'énergie des ondes longitudinales P, *C. R. Acad. Sc. Paris*, **261**, 3181-3184, 1965.
- MOHAMMADIOUN B., Structure du manteau supérieur et spectres d'énergie des ondes longitudinales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **261**, 4472-4474, 1965.
- MOHAMMADIOUN B., Structure du manteau inférieur et spectres d'énergie des ondes longitudinales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **262**, 156-159, 1966.
- PERRIER G., Ondes séismiques enregistrées dans les monts du Forez. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **257**, 1321-1322, 1963.
- PERRIER G., Variation d'épaisseur de la croûte terrestre dans le Centre et le Nord-Est de la France. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **261**, 493-496, 1965.
- PINKERTON J. M., A pulse method for the measurement of ultra-sonic absorption in liquids: Results for water. *Nature*, **160**, 128-129, 1947.
- POULTER T. C., The Poulter seismic method of geophysical exploration, *Geophysics*, **15**, 181-207, 1950.
- PRESS F. et HEALY J., Absorption of Rayleigh waves in low-loss media. *J. Appl. Phys.*, **28**, 1323-1325, 1957.
- PRESS F., DEWART G. et GILMAN R., Diagnostic aids for distinguishing earthquakes and explosions. *J. Geophys. Res.*, **68**, 2909-2928, 1963.
- RAITT, RUSSEL W., Seismic refraction studies of the Pacific Ocean Basin. *Bull. Geol. Soc. Am.* Vol. 67, 1623-1640, 1956.
- RICHTER C. F., Elementary Seismology, 154-156, W. H. Freeman and Co., San Francisco, Calif., 1958.
- SCHWARTZ L., Méthode mathématique pour les sciences physiques, Hermann, Paris, 1961.
- SHARPE, JOSEPH A., *Geophysics*, **7**, 144-154, 1942.
- SHOR, GEORGE G., Seismic refraction studies off the Coast of Alaska. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **52**, 37-57, 1962.
- SMITH S. W., Generation of seismic waves by underground explosions and the collapse of cavities. *J. Geophys. Res.*, **68**, 1477-1483, 1963.
- TANER D., Sur la structure de la croûte terrestre en Grèce, en mer Égée et auprès des côtes occidentales de la Turquie. *Annales de Géophysique*, **18**, 291-293, 1962.
- VOIGT W., Über innere Reibung fester Körper, insbesondere der Metalle, *Ann. Phys.*, **47**, 671-693, 1892.
- VOLTERRA E., On elastic continua with hereditary characteristics. *J. Appl. Mech.*, **18**, 273-279, 1951.
- VOLTERRA V., Sulle equazioni integro-differenziali della teoria dell'elasticità: Rendiconti della Reale Accademia dei Lincei, 18, Ser. 5, 2 nd Sem., 295-301, 1909 a.
- WHITE J. E., Seismic waves radiation, transmission and attenuation, New York, McGraw-Hill Book Co., 1965.

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

MÉCANISME AU FOYER

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 28 juin 1966

Le Doyen de la Faculté des Sciences.

M. ZAMANSKY.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

Jean ROCHE.

